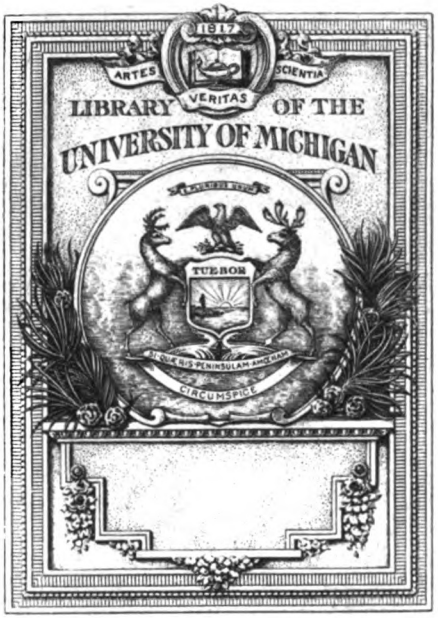
B 1,066,397

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN



Digitized by Google
Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google
Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google
Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google
Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft

(Abhandlungen und Monatsberichte)

77. Band

1925

(Mit 28 Tafeln)

Berlin 1926

Verlag von Ferdinand Enke
Stuttgart

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Inhalt.

Hinter dem Titel der Veröffentlichungen bedeutet *A:* Abhandlung, *B:* Briefliche Mitteilung und *V:* Vortrag.

(Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind *kursiv* gedruckt.)

Seite

Ahl, Ernst: Über eine ausgestorbene Riesenschildkröte der Insel Teneriffa. Anhang zur Abhandlung von Herrn Gagel. (Mit 12 Textabbildungen.) *A* 575

Ahrens: Bemerkung zum Vortrag des Herrn Quiring. *V* *125*, *137*

Aulich: Über ein neues Verfahren zur Klassifizierung des Formsandes. *V* *203*

Bärtling, R.: Die Beziehungen der Steinkohlenbezirke im östlichen Teile des nordwesteuropäischen Karbongürtels. *V* *190*

— Über einen Laufsteg im Liegenden des jüngeren Löß bei Hörde i. W. (Mit 4 Textabbildungen.) *V* *127*, *138*

Behrend: Vorlegung der von Herrn Keilhack gesammelten Phosphatproben (Titel). *V* *126*

Berg, G.: Zur Geologie des Riesengebirges. *B* *34*

Blankenhorn, M.: Allgemeine Ergebnisse der neueren geologischen Aufnahmen in der Hessischen Senke. *V* . . . *202*

— Der sogenannte Syrische Bogen und die erythräische Geosynklinale. *V* *199*, *206*

— Eine neue geologische Übersichtskarte von Palästina. *V* *201*

Böhm, Joh.: Zur Fauna des Oberen Alb mit *Mastigoceras adpressum* Sow. sp. bei Ootmarsum (Holland). (Hierzu Tafel X.) *A* 198

Brinkmann: Tektonik und Sedimentation im deutschen Triasbecken. *V* *200*

v. Bülow, Kurd: Interglazial und Interstadial in Pommern. (Mit einer Textabbildung.) *B* *113*

Correns, C. W.: Über das Alter des Wollenbergquarzites bei Marburg (Lahn). *V* *243*

Deecke, W.: Das innere System im west- und süddeutschen Thermalphänomen. *A* 96

Dorn, Paul: Das Auftreten der Gattung „*Ringsteadia* Salfeld" im unteren Malm der nördlichen Frankenalb. (Hierzu Tafel XVIII.) *A* 529

Finckh, L.: Zur Frage der Altersstellung der Landecker Basalte. *V* *255*

Fischer, F.: Neuere Forschungen zur Entstehung der Kohlen. *V* 534, *190*

Fuchs, A.: Gedenkrede auf August Denckmann (Titel). *V* *74*

Digitized by Google

Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Seite

FULDA, E.: Temperatur und Übersättigung der Laugen bei der Bildung von Kalisalzlagerstätten. (Mit einer Textabbildung.) *V* *127, 146*

GAGEL, C.: Begleitworte zu der Karte von La Gomera mit einem Anhang über die Calderafrage. (Hierzu Tafel XXIII bis XXVIII und 7 Textabbildungen.) *A* 551

— Über die stratigraphische Stellung und Beschaffenheit der roten Permschichten Norddeutschlands. (Mit einer Textabbildung.) *V* *2, 27*

— Vorlage einer geologischen Karte von La Gomera (Kanarische Inseln) nebst Bemerkungen über das dortige Grundgebirge und die Tiefengesteine (Titel). *V* *203*

GOTHAN, W.: Gemeinsame Züge und Verschiedenheiten in den Profilen des Karbons der paralischen und limnischen Kohlenbecken Mitteleuropas. (Mit 2 Tabellen.) *V* 391, *190*

— Neue Funde fossiler Flora aus Thüringen. *B* *251*

GOTTSCHICK, F. und KRANZ, W.: Zur Tektonik des Steinheimer Beckens. *B* *37*

GRIPP, K.: Eine morphologische Grenze im nordwestdeutschen Flachlande und ihre Bedeutung. *V* *125, 128*

GRUPE, O.: Über epirogenetische Vorgänge im nordwestdeutschen Weißen Jura. *V* *91*

HAACK, W.: Bemerkungen zum Vortrage des Herrn GAGEL über die roten permischen Gesteine Norddeutschlands und vorläufige Mitteilung über Devon in Schleswig-Holstein. *V* *2, 30*

— Erläuterungen zu einer Strukturkarte des Osnabrücker Landes. (Hierzu Tafel VIII.) *A* 166

HAARMANN, E.: Die kimmerische Phase der saxonischen Gebirgsbildung im subherzynen Becken. *V* *263*

HELLMERS: Gauverwandtschaftliche Beziehungen der rotliegenden Eruptivgesteine Deutschlands (Titel). *V* . . *74*

— Über den Einfluß der rotliegenden Gebirgsbewegungen auf die rotliegenden Eruptivgesteine Deutschlands. (Mit 15 Abbildungen.) *V* *150*

HENKE, W.: Die Untersuchung über die Faziesverhältnisse im Unter-, Mittel- und Oberdevon des südlichen Sauerlandes. *V* *198, 246*

— Die Verwendung von Raumbildern in isometrischer Projektion (stereographische Darstellung von STACH) im Gangbergbau. *V* *200*

JENTZSCH, A.: Über den Wasserhaushalt des Inlandeises. *B* *284*

JOHNSEN: Zur Salztektonik und Salzmetamorphose (Titel). *V* *2*

KEILHACK, K.: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Reykjavik und Hafnarfjördur in Südwest-Island. Erläuterungen zu einer geologischen Karte 1:50 000. (Hierzu Tafel I—VII und 2 Textabbildungen.) *A* 147

— Zur Geologie des östlichen Teils der Insel Curaçao und ihrer Phosphatlagerstätten (Titel). *V* *126*

KLÄHN, H.: Die Entstehung der Kalke in Süßwasserseen und in Meeren. — Ein Vergleich. *V* *1, 3*

— Die Spaltung des Rostrums von *Belemnitella mucronata* SCHL. (Mit 6 Textabbildungen). *B* *93*

Digitized by Google

Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Seite

Kühn, H.: Verkieselungen in Kalken. *V* *203, 239*

v. Klebelsberg, R.: Das Antlitz der Alpen. *A* 372

— Die Erhebung der Alpen. *B* *275*

— Ein Vorkommen jungvulkanischen Gesteins bei Brixen a. E. (Südtirol). *B* *269*

Koehne, W.: Über einige methodische Fragen der Grundwasserkunde. (Mit 4 Textabbildungen.) *V* *75*

Kranz, W. und Gottschick, F.: Zur Tektonik des Steinheimer Beckens. *B* *37*

Krausel: Neue Pflanzenfunde im Devon von Elberfeld. *V* *197*

Krumbeck, L.: Stratigraphische und biologische Studie über den untersten Dogger (Schichten des *Lytoceras torulosum* Schübl.) bei Hetzles am Leyerberg unweit Erlangen (Nordbayern). *A* 1

Kukuk, P.: Über den Aufbau des Karbons im mittleren Lippegebiet im Rahmen der Gesamttektonik des Ruhrsteinkohlengebirges. *V* *190*

Kumm: Zur Systematik der Sphaerite (Titel). *V* *203*

Lange, W.: Zur Paläogeographie und Ammonitenfauna des Lias α, nebst einer Revision der Nürtinger Psilonotenfauna. (Hierzu Tafel XIX—XXII und 13 Textabbild. *A* 439

Lebling, Cl.: Molasse und Alpen zwischen Lech und Salzbach. (Hierzu Tafel IX.) *A* 185

Lüdemann, K.: Geschichtliche Bemerkungen zur Verwendung der isometrischen Projektion im Bergbau und in der Geologie. *B* *102*

Paeckelmann, W.: Entwurf einer tektonisch- geologischen Übersichtskarte des Rheinischen Schiefergebirges i. M. 1:200 000. *V* *196*

Petrascheck, W.: Geologie der Schlagwetter. *V* *195*

v. Philipsborn: Über die Urlaugen im deutschen Salzgebirge (Titel). *V* *73*

Potonié, R.: Zur Kohlenpetrographie und Kohlenentstehung. *V* *203*

Quiring, H.: Über Glimmerklüfte, Lettenklüfte, Schichtung und Schieferung am Südabfall der Niederen Tauern. (Mit 1 Textabbildung.) *V* *125, 130*

Richter, M.: Über den Bau des Ammergebirges. (Mit 3 Textabbildungen.) *A* 239

— Unter- und Mitteldevon im südlichen Oberbergischen. *V* *196*

Rinne: Bemerkungen über den Fließdruck von natürlichen Salzen (Titel). *V* *74*

Salfeld, H.: Sedimentation und undatorische Bewegungen im nordwestdeutschen Becken zur jüngeren Jurazeit (Titel). *V* *74*

Scheumann: Über den eokambrischen Magmenstamm der sächsisch-thüringischen Gneisprovinz (Titel). *V* . . . *73*

Schindewolf, O. H.: Einige Bemerkungen über das Sphaerocodien-Konglomerat von Alt-Liebichau bei Freiburg in Niederschlesien. *A* 84

— Zur Kenntnis der Devon-Karbon-Grenze in Deutschland. *V* *197*

Digitized by Google

Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Seite

Schmidt, H.: Der Kellerwaldquarzit — eine Fazies des Unterkarbons. *V* *201*
— Die Gliederung des Karbons auf Grund von Goniatiten. *V* 2, *25*
— Diskussionsbemerkung zum Vortrage von Herrn Gothan. *V* *191*
— Schwellen- und Beckenfazies im ostrheinischen Paläozoikum. (Mit 3 Tektabbildungen.) *V* *199*, *220*
Schnittmann, Fr. X.: Beiträge zur Kenntnis des Frankenjura. Die Kreideablagerungen und Verkieselungserscheinungen im Frankenjura südlich der unteren Altmühl. (Mit einer Kartenskizze im Text.) *A* 206
Schreiter, R.: Über eine Sandsteinstufe mit mutmaßlichen Bohrlochausfüllungen von *Pholas sclerotites* Gein. aus dem Turon von Groß-Cotta bei Pirna. (Mit 1 Textabbildung.) *B* *182*
Seidl, E.: Das Problem der Kerbwirkung (Titel). *V* . . . *126*
— Die Gesetzmäßigkeiten der Karbildung in den nördlichen Kalkalpen. *V* *253*
— Kerbwirkung in Technik und Wissenschaft; Kerbwirkung in der Geologie. (Mit 35 Textabbildungen.) *A* 300
Seitz, O.: Die Bedeutung der „Transformation" des Liegenden von gefalteten Transgressionsflächen. *B* *266*
Soergel, W.: Die Säugetierfauna des altdiluvialen Tonlagers von Jockgrim in der Pfalz. (Hierzu Tafel XVII und 1 Tabelle.) *A* 405
Stach, E.: Isometrische Raumbilder in Bergbau und Geologie. *V* *234*
— Zur Petrographie und Entstehung der Peißenberger Pechkohle. (Hierzu Tafel XI—XVI und 1 Textabbildung.) *A* 260
Stappenbeck, R.: Die Anthrazitlagerstätten Nordperus. *V* *195*
Stille, H.: Die Abtrünnigkeit der saxonischen Tektonik (Titel). *V* . . . . . *I*
Stromer, E.: Der Rückgang der Ganoidfische von der Kreidezeit an. *A* 348
Tilmann, N.: Der Bau des Rheinischen Schiefergebirges. *V* *199*
Tschirwinski, P.: Petrographische Verhältnisse der Karbonsedimentgesteine des Donetzbeckens (Südrußland). (Mit 1 Textabbildung.) *A* 111
van Werveke, L.: Bemerkungen zu H. Klähn, Eine wichtige Verwerfungslinie im Münstertal (Oberelsaß). — Beobachtungen über den Einbruch des Türkheimer Granits in dem Kammgranit und den ? Dreiährengranit. (Mit 1 Textabbildung.) *106*
Wildschrey, Ed.: Diluvialfragen des Industriegebietes. *V* *203*, *244*
Woldstedt, P.: Die großen Endmoranenzüge Norddeutschlands. (Mit einer Übersichtskarte im Text.) *A* 172
— Die kimmerische Phase der saxonischen Gebirgsbildung im subherzynen Becken. *V* *258*
v. Wolf, Hans: Zur Geologie der Hochfellngruppe im Chiemgau. *B* 66
Wolff, W.: Die Oser von Strausberg bei Berlin. (Mit 3 Textabbildungen.) *V* *256*, *259*

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Wurm, A.: Über alte geschieferte Amphibolitgänge des Wunsiedler Marmorzuges. (Mit 5 Textabbildungen.) *B 174*
Zunker: Die Erstarrung der Magmas als Ursache der Erdbeben der Gebirgsbildung und der Vulkane (Titel). *V 203*

Druckfehlerberichtigungen VIII
Neueingänge der Bücherei 581, *72*, *286*
Ortsregister *289*
Protokoll der Sitzung am 7. Januar 1925 . . . . . *1*
„ „ „ „ 4. Februar 1925 . . . . . *2*
„ „ „ „ 4. März 1925 . . . . . *73*
„ „ „ „ 1. April 1925 . . . . . *74*
„ „ „ „ 6. Mai 1925 . . . . . *125*
„ „ „ „ 10. Juni 1925 . . . . . *126*
„ „ „ „ 1. Juli 1925 . . . . . *127*
Protokolle der Sitzungen der Hauptversammlung vom 11. bis 14. August 1925 in Münster i. Westfalen *189*
Protokoll der Sitzung am 11. August 1925 . . . . . *189*
Protokoll der geschäftlichen Sitzung am 12. August 1925 . . *192*
Protokoll der wissenschaftlichen Sitzung am 12. August 1925 *195*
Protokoll der Sitzung am 13. August 1925 . . . . . *199*
„ „ „ „ 14. August 1925 . . . . . *202*
„ „ „ „ 4. November 1925 . . . . . *253*
„ „ „ „ 2. Dezember 1925 . . . . . *257*
Protokoll der Wahlverhandlung am 2. Dezember 1925 . . . *256*
Sachregister *297*
Vorstand- und Beiratswahl *256*

Die einzelnen Hefte dieses Jahrganges sind ausgegeben:

A. Abhandlungen.

Heft 1 (Bogen 1— 9, Seite 1—144) Ende Mai 1925.
„ 2 („ 10—18, „ 145—288) Mitte Juli 1925.
„ 3 („ 19—27, „ 289—432) am 20. November 1925.
„ 4 („ 28—37, „ 433—584) am 28. Dezember 1925.

B. Monatsberichte.

Nr. 1/2 (Bogen 1— 5, Seite *1*— *72*) Ende April 1925.
„ 3/4 („ 6— 9, „ *73*—*124*) am 10. Juli 1925.
„ 5/7 („ 10—13, „ *125*—*188*) am 10. Oktober 1925.
„ 8/10 („ 14—17, „ *189*—*252*) am 15. Dezember 1925.
„ 11/12 („ 18—22, „ *253*—*300*) am 1. Februar 1926.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Druckfehlerberichtigungen.

Abhandlung	Seite	138	Zeile 11 von oben lies „S a s c h e n“ statt „Sachsen“.
„	„	162	Abbildung 2 steht auf dem Kopf.
„	„	198	Erster Absatz Zeile 11 von oben ist der Trennungsstrich hinter „Rijks“ zu streichen.
„	„	226	vorletzte Zeile lies „S e e s e n“ statt „Seehen“.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Aufsätze.

1. Stratigraphische und biologische Studie über den untersten Dogger (Schichten des *Lytoceras torulosum* [Schübl.]) bei Hetzles am Leyerberg unweit Erlangen (Nordbayern).

Von Herrn Lothar Krumbeck in Erlangen.

Inhalt.

Seite

Vorwort 2

Einführung

Forschungsgeschichte, Beschaffenheit und Verband der *Torulosum*-Schichten im Frankenjura 4

Stratigraphischer Teil

Lithologischer Abschnitt 12

Lithogenetischer Abschnitt 14

Herkunft des Tones — Gesteinsbildende Vorgänge

Biostratigraphischer Abschnitt (hierzu Stratigraphisches Profil) 21

Leitversteinerungen der *Torulosum*-Schichten 23

Stratigraphische Bewertung der Versteinerungen der einzelnen Lagen: Lage 1 (23), 2 (25), 3 (33), 4—7 (34). — Stammesgeschichtliches (34) 23

Erdgeschichtliche Dauer der *Torulosum*-Schichten . . 35

Paläogeographisches (Klima, Küstenferne) 36

Biologischer Teil (hierzu bionomischer Querschnitt)

Allgemeines 38

Biologische Voraussetzungen (42), Beschaffenheit des Meeresbodens (43), Meerestiefe (44), Zusammensetzung und Ernährung der Fauna (45), Ihre Verteilung (46)

Biologisches über einzelne Tiergruppen 47

Formaniferen, Korallen, Seelilien, Röhrenwürmer (47), Muscheln, Schnecken (49), Ammoniten (51), Belemniten (56)

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Rückblick nebst Bemerkungen über den Lebensrückgang in den oberen *Torulosum*-Schichten 56

Faunenkundlicher Teil (hierzu Tabelle 1 (Großfauna) und Tabelle 2 (Kleinfauna))

Allgemeines 59
Erhaltungszustände 65
Kennzeichnung der Arten 66
Foraminiferen (66), Coelenteraten, Echinodermen (67), Würmer, Brachiopoden (68), Muscheln (69), Scaphopoden, Schnecken (72), Ammoniten (75), Belemniten (81), Krebse, Fische? (82)

Anhang:
Stratigraphisches Profil.

Vorwort.

Von den Inselbergen in der westlichen Umrandung des Frankenjuras sind namentlich drei für die Kenntnis des geologischen Aufbaus dieses Tafellandes von Bedeutung geworden: Hesselberg, Dillberg und Leyerberg (oder Hetzlasberg). Allen gemeinsam ist es, daß an ihren Flanken wertvolle Profile durch den Dogger entblößt sind, deren Beschreibung wir vom Leyerberg W. Waagen und Reuter zu verdanken haben. Fast noch wichtiger, weil im ganzen seltener anzutreffen, erscheinen die Aufschlüsse im Lias, der den Sockel jener Erhebungen bildet. Fesseln uns am Hesselberg mehr der untere und mittlere Lias, so begegnen wir am Fuße des Dillberges wie des Leyerberges Durchschnitten durch den oberen Lias, die wegen ihrer Vollständigkeit für gewisse Horizonte geradezu als klassisch bezeichnet werden dürfen. Verfolgen wir von der im Westen des Leyerberges gelegenen Ortschaft Hetzles den nach Norden und Westen verlaufenden Fahrweg, so führt uns dieser im Bereich des als „Rentbrunnen" bekannten langen und tiefeingeschnittenen Hohlweges durch eine schwach nordöstlich geneigte Schichtenfolge, die von der Oberkante der Amaltheen-Schichten an das vollständig entblößte, zum erstenmal von F. Pfaff dargestellte Epsilon und Teile von Zeta umfaßt. Oberhalb des Hohlweges betreten wir die wellige Verebnung des obersten Lias und gelangen gar bald an einen Geländeknick, wo sich der untere Dogger in Gestalt der tonreichen *Opalinum*-Schichten über den Lias zu erheben beginnt.

In der Gegend dieses Böschungswechsels hatte zu Beginn des Jahres 1920, als infolge des Mangels an Brennstoffen das „Ölfieber" auch auf Nordbayern übergriff, eine große

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Nürnberger Firma auf der Suche nach bauwürdigen Ölschiefern mit der Anlage eines Schachtes begonnen. Ein unserer Wissenschaft günstiger Zufall brachte es mit sich, daß der Schacht, wie sich später herausstellte, bedeutend zu hoch im untersten Teil der mittleren *Opalinum*-Schichten angesetzt war. Infolgedessen durchsank er bis zu einer Teufe von 11—12 m den gesamten Stoß der unteren *Opalinum*-Schichten (= *Torulosum*-Schichten). Zu meiner Enttäuschung wurde er aufgegeben, als in ungefährer Höhenlage der Oberkante des Lias ein stärkerer Einbruch von Grundwasser erfolgte.

Die ersten *Astarte Voltzi* führenden Gesteinsproben ließen mich hoffen, ein vollständiges Profil durch die Schichten an der Lias-Dogger-Grenze zu bekommen, weil ich mir begreiflicherweise kein klares Bild darüber machen konnte, wie hoch anfangs der Schacht über dem Lias stand. Ich entschloß mich deshalb, das zu erwartende Profil so genau wie möglich aufzunehmen. Bestärkt wurde ich durch den Umstand, daß sich das Abteufen des Schachtes dank seinem ungewöhnlich geräumigen Grundriß von 6 qm und anderen Verhältnissen so langsam vollzog, daß jeder Aushub bezüglich seiner Mächtigkeit vermessen, für sich aufgeschüttet und möglichst genau untersucht werden konnte. Da sich die Arbeiten gegen zwei Monate hinzogen und eine ständige Überwachung erforderten, hätte ich sie nicht durchführen können, ohne die selbstlose, in jeder Hinsicht aufopfernde Unterstützung von seiten des Herrn Dr. E. Schmidtill, dem dabei das Hauptverdienst zukommt. Ebenso half er mir beim Sammeln des Materials in freundlichster Weise. Auch Herr W. Pfeiffer war mir dabei mit gewohnter Bereitwilligkeit behilflich. Vor allem jedoch verdanke ich seiner geübten Hand die Herstellung der Schlämmproben sowie die sorgfältige Auslese und Sichtung der Kleinfauna. Gern nehme ich die Gelegenheit wahr, den beiden Herren auch hier meinen wärmsten Dank auszusprechen.

Wegen ihrer faziellen Einförmigkeit bilden die *Torulosum*-Schichten für eine Durchforschung auf den ersten Blick keinen besonders einladenden Gegenstand. Allein die in seltenem Maße günstige Gelegenheit, die ungestörte Lagerung und weiche, gut spaltende Beschaffenheit des Schiefers, nicht zuletzt auch die hier gebotene Vereinigung von ansehnlicher Mächtigkeit mit Versteinerungsreichtum ließen mir eine Bearbeitung als gewinnbringend erscheinen. Anfänglich hatte ich nur eine stratigraphische und faunen-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

kundliche Darstellung im Auge gehabt. Bei der Ausführung traten aber lebenskundliche Zusammenhänge derart zwingend hervor, daß ich mich dem Versuch, sie in einem biologischen Abschnitt zu behandeln, nicht entziehen konnte.

Mit den tieferen Bohrungen gemeinsam hat ein vereinzeltes Schachtprofil wie das von Hetzles den Nachteil, daß sich Lücken der Beobachtung nachträglich nicht mehr ausfüllen lassen. Davon sind mir zwei besonders fühlbar geworden und sollen deshalb zum Zweck der Anregung hier verzeichnet werden. Einmal ist es wünschenswert, auf geräumig entblößten Schichtflächen die Anzahl der Formen (Personen, Arten, Gattungen), deren Reste jene bedecken, nach Möglichkeit in jeder Lage mehrmals festzustellen und ferner die Schlämmproben verschiedenen Teilen solcher Flächen zu entnehmen. Man kann auf diese Weise dankenswerte Fingerzeige auf die Verteilung der Wohnsitze der Organismen, ihre Lebensbeziehungen usw. erhalten. Noch wertvoller werden derartige Hinweise dort sein, wo man tunlichst viele Profile eines engeren Gebiets in dieser Beziehung miteinander vergleichen kann. Diese Mühe darf m. E. nicht gescheut werden, wenn unser Wissen von der Lebenskunde der Organismen und der Bildungsweise vor allem versteinerungsführender Mergel, Tone usw. entscheidende Fortschritte erzielen soll[1]).

Einführung.

Zur Einleitung in den Gegenstand der Betrachtung will ich im folgenden über Forschungsgeschichte, Beschaffenheit und Verband der *Torulosum*-Schichten des Frankenjuras einiges zum Voraus Wissenswerte mitteilen. Wie kein Geringerer als Aug. Quenstedt[2]) um die Mitte des neunzehnten Jahrhunderts (1843) als erster erkannte, daß in Schwaben über der von L. v. Buch[3]) mit Meisterhand gezogenen Grenze zwischen Lias und Dogger ein diesem großen Forscher gleichfalls schon bekannter versteinerungsreicher

[1]) Erst nach Abschluß dieser Arbeit lernte ich die stratigraphisch wichtige Abhandlung von Laux kennen, betitelt Le Toarcien et l'Aalénien dans le bassin d'Esch. Ich werde bei anderer Gelegenheit darauf zurückkommen. Das gleiche gilt für die wertvolle Liasarbeit von Ernst.

[2]) D. Flözgeb. Württembergs, 2. Aufl. 1851. S. 284, 539.

[3]) Ewald, Roth und Dames, L. v. Buchs gesammelte Schriften 1885, IV, 1, S. 408 und 134—435 (bei *Nucula Hammeri*).

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Horizont auf Grund von „Leitmuscheln" wie *Lytoceras torulosum*, *Belemnites subclavatus*, *Nucula Hammeri* u. a. als unterstes Glied der „großen, mächtigen Tonschicht" v. Buchs (= *Opalinum*-Stufe) weithin zu verfolgen war, so ist er im selben Buche (S. 280 und 283—284) der erste gewesen, der sie in Franken[4]), und zwar am Banzer Berge und südlich von Altdorf beobachtet hat. Noch klarer wurde die selbständige erdgeschichtliche Bedeutung des *Torulosum*-Horizontes von A. Oppel[5]), Quenstedts hervorragendem Schüler auf Grund seiner umfassenden, namentlich auch in Westeuropa ausgeführten Studien erkannt. Er war auch der erste, der (a. a. O. S. 308) aus der Neumarkter Gegend gewisse Leitmuscheln, -schnecken usw. dieser Schichten namhaft machte. Schon früher hatten berühmte Forscher wie Goldfuss[6]) und Graf Münster eine größere Anzahl dieser Versteinerungen allerdings ohne Angabe des Mutterhorizontes zum größten Teil vortrefflich abgebildet. In diese Zeit fiel auch die tatkräftige Sammeltätigkeit des Grafen Münster, dessen umfangreiche, später auf die Museen von München, Bayreuth und Erlangen verteilte Petrefakten-Sammlung für die faunenkundliche Kenntnis des Frankenjuras von großer Bedeutung ist. Vielleicht stammt übrigens aus dem fränkischen *Torulosum*-Horizont das Original von *Lioceras opalinum*, das Reinecke[7]), der palaeontologische Juraklassiker Frankens, schon vorher dargestellt hatte. Auch von Theodori war, wie man seinem von Gümbel (Frankenjura, S. 534 ff.) veröffentlichten, aus dem Jahre 1848 stammenden Manuskript entnehmen kann, aus dem gipsreichen „Cerithien-Mergel" bereits eine größere Anzahl von α_1-Versteinerungen[8]) angeführt worden. Wahrscheinlich handelt es sich bei dieser Lage zum großen Teil wirklich um *Torulosum*-Schichten. Zu bedauern ist nur, daß von den vielen durch Theodori aufgezählten Versteinerungen, unter denen sich neben zahlreichen neubenannten Arten allerdings auch Liasformen wie *Deroceras Davoei*, *Hammatoceras insigne*, *Dumortieria costula*, *Grammoceras striatulum*, *Dactyloteuthis irregu-*

[4]) Franken dient in dieser Abhandlung als Abkürzung für Fränkischer bzw. Nordbayrischer Jura, Schwaben für Schwäbischer Jura.

[5]) Die Juraformation usw. 1856—58.

[6]) Petrefacta Germaniae 1826—44; vgl. dazu die Bemerkungen Schlossers, Zeitschr. d. Geol. Ges. 1901, S. 541 ff.

[7]) Maris protogaei nautilos et argonautas. Coburgo 1818, S. 55, Fig. 1.

[8]) Vgl. Anmerkung 17, S. 12.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

laris usw. befinden, nicht neuere Bestimmungen vorliegen, die das Faunenbild der *Torulosum*-Schichten wahrscheinlich auch heute noch bereichern würden.

Es bleibt das Verdienst von SCHRÜFER[9]), dessen Arbeiten für Schichtenfolge und Versteinerungsführung im nördlichen Frankenjura vielfach grundlegend waren, die Faunenkunde der *Torulosum*-Schichten zielbewußt derart gefördert zu haben, daß die Angaben späterer Forscher, soweit es sich um horizontiertes Material handelt, darüber eigentlich nicht hinausgekommen sind. Von den 23 Leitformen, die OPPEL aus α_1 überhaupt genannt hatte, konnte SCHRÜFER für Franken den allergrößten Teil nachweisen. Es sind nach Maßgabe der heute gültigen Synonymik:

Belemnites (*Megatheutis*) *opalinus* QUENST. = *Quenstedti* OPPEL
Belemnites (*Hastites*) *subclavatus* VOLTZ
Belemnites (*Hastites*) *neumarktensis* OPPEL
Lioceras opalinum REIN.
Lytoceras torulosum SCHÜBL.
Lytoceras sp. ex aff. fimbriati SOW.
Alaria subpunctata MÜNST. (GOLDF.)
Cerithinella armata GOLDF.
Eutrochus duplicatus MÜNST. (GOLDF.)
Eutrochus plicatus MÜNST. (?)
Amberleya capitanea MÜNST. (GOLDF.)
Pleurotomaria Qenstedti GOLDF.
Dentalium elongatum MÜNST.
Astarte Voltzi (Hön.) GOLDF. (= *integra* MÜNST.)
Astarte subtetragona GOLDF.
Arca liasina F. A. RÖM.
Leda rostralis LAMK.
Nucula Hammeri v. BUCH (= *Hausmanni* F. A. RÖM.)
Thecocyathus mactra GOLDF.

Im Vergleich damit erbrachten W. WAAGENS[10]) für andere Glieder des Frankenjuras so wertvolle Untersuchungen hier nur insofern Neues, als er auf das Vorkommen des in Schwaben nicht seltenen großwüchsigen *Lytoceras dilucidum* OPPEL = *penicillatum* QUENST. am Gunzenhausener Hahnenkamm mit Vorbehalt aufmerksam machte.

---

[9]) Die Juraformat. i. Franken. Sep. Jahresber. nat. Ges. i. Bamberg 1861, S. 47. Profil S. 43.
[10]) D. Jura in Franken, Schwaben usw. 1864. S. 61.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

In dem großangelegten Werk, das von GÜMBEL[11]), besonders auf Grund der Forschungen v. AMMONS, als Frucht der geologischen Kartenaufnahme des Frankenjuras (1:100 000) herausgegeben wurde und auch für die Zukunft als Grundlage der Kenntnis des nordbayrischen Juras gelten wird, sind zwar zahlreiche gesteins- und faunenkundliche Angaben enthalten, die sicher auf α_1 Bezug nehmen. Wenn man jedoch absieht von der Erwähnung einer Kalkknollenlage oder einiger von SCHRÜFER l. c. noch nicht aufgeführten Versteinerungen wie *Plicatula* (*Anomia?*) *opalina* QUENST., *Pleurotomaria subtilis* MSTR., *Discohelix minuta* SCHÜBL. und *Pentacrinus württembergicus* QUENST., wird für α_1 kaum etwas Neues geboten.

Was wir heute bei allen genannten Autoren vermissen, ist eine profilmäßige Durchforschung des *Torulosum*-Horizontes, auch um seine Abgrenzung gegen unten und oben nach Möglichkeit klarzustellen. Das soll natürlich keinen Vorwurf bedeuten. Denn in Franken sind die Verhältnisse von α_1 wie in vielen anderen Gebieten dazu wenig geeignet. Nur bei einem Zusammentreffen außergewöhnlich günstiger Umstände, also wie bei Hetzles, lassen sich in diesem für Grabungen zu mächtigen, für technische Zwecke und entsprechende Aufschlußarbeiten aber gewöhnlich nicht günstigen Gestein einigermaßen befriedigende Ergebnisse erzielen. So erklärt es sich, warum auch SCHLOSSER[12]) in seiner Liste der in der Münchener paläontologischen Staatssammlung vorhandenen Dogger-Versteinerungen eine Trennung der α-Formen nach Horizonten nicht vorgenommen hat. Dennoch ist seine Abhandlung für die Faunenkunde von α_1 besonders wertvoll, weil für diese wie für die übrigen behandelten Juraschichten viel neues Material beigesteuert ist, und weil ferner die fränkischen Originale von GOLDFUSS und Graf MÜNSTER einer kritischen Durchsicht unterzogen werden.

Was von anderen Autoren wie BALDUS, LISSACK und MODEL Einschlägiges bemerkt wurde, kann wegen seiner Kürze in diesem Zusammenhang wohl übergangen werden. Wichtig scheint mir dagegen, daß P. DORN[13]) in Nordfranken bei Gelegenheit von Grabungen an von ihm nicht genannten Lokalitäten über den Dumortierien-Schichten des obersten

[11]) Geogn. Beschr. von Bayern IV, Frankenjura, 1891.
[12]) D. Fauna des Lias und Dogger in Franken usw., Diese Zeitschr., 1901, S. 542.
[13]) Jahresber. d. oberrhein. geol. Ver. N. F. XII, 1923, S. 8—9.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Lias ein Lager mit dem schon tiefer vorhandenen *Grammoceras aalense* und besonders mit *G. subcomptum* antraf, das nach Unterbrechung durch eine 1 m mächtige versteinerungsarme Lage von typischen *Torulosum*-Schichten mit *Lytoceras torulosum* SCHÜBL., *Lioceras opalinum* REIN. und *L. costosum* QUENST. überlagert wird. An dieser Notiz ist zu begrüßen, daß hier zum erstenmal eine scharf profilmäßige Untersuchung der Lias-Dogger-Grenze angestrebt wird. Sie bedeutet auch für den in Rede stehenden Horizont den Umschwung von der vorwiegend mehr extensiven zur gewollt intensiven Erforschung des nordbayrischen Juras, worin POMPECKJ[14]) in seiner vorbildlichen Untersuchung des Keilbergs vorangegangen ist.

Die so skizzierte Entwicklung unserer Kenntnis der *Torulosum*-Schichten im Verein mit den Ergebnissen der nachfolgenden Arbeit gibt uns von ihrer Beschaffenheit in Kürze ungefähr die folgende Vorstellung. Es handelt sich um eine wahrscheinlich meistens ansehnlich mächtige Folge aus lithologisch einförmigen, dunkeln, schiefrigen, blauschlickähnlichen Tonmergeln und Mergeltonen. Von Mineralien kommen Pyrit und Gips in der Regel häufig vor, daneben auch Phosphorit und Toneisenstein. Als Versteinerungsmittel sind Pyrit und Phosphat von Bedeutung. In manchen Gegenden tritt — offenbar im oberen Teil — eine Lage von großen Knollen aus phosphorsaurem Kalkstein auf, die nicht selten aus den Wohnkammern wohl nur einer großwüchsigen Ammonitenart (*Lytoceras dilucidum*?) bestehen und wegen ihrer vielen guterhaltenen Versteinerungen besonders wertvoll sind.

Die im ganzen an Personen sehr, an Arten mäßig reiche, an Gattungen jedoch eher ziemlich ärmliche Tierwelt war zu einem Zeitpunkt auch im besten Falle vergleichsweise wenig mannigfaltig zusammengesetzt. In ihrer Vergesellschaftung vorwiegend aus Ammoniten, Muscheln, Schnecken und Belemniten behauptet sie faunenkundlich eine Art von Mittelstellung zwischen der Ammonitenfauna des obersten Lias und der vorzugsweise aus Muscheln bestehenden Fauna der oberen *Opalinum*-Schichten und des Doggersandsteins (β). Unter den hell- und nicht selten weißschaligen Versteinerungen sind die ver-

[14]) D. Juraablag. zw. Regensburg u. Regenstauf, Geogn. Jahresh. 1901, Jahrg. 14, S. 139—220.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

hältnismäßig dickschaligen und deshalb oft unverdrückten, ziemlich kleinwüchsigen Vertreter aus den Geschlechtern *Astarte, Nucula, Leda, Cucullaea* und *Alaria, Cerithinella, Eutrochus, Amberleya, Pleurotomaria* sowie *Thecocyathus* wegen ihrer so häufig prachtvollen Erhaltung schon frühzeitig bekannt geworden. Weniger beachtet wurden die dünnschaligen, meistens irgendwie verdrückten Ammoniten, die vielfach nur durch Grabung in bestimmbarem Zustand zu bekommen sind. Unter ausnehmend vorteilhaften Umständen haben diese bei Hetzles eine Gliederung des *Torulosum*-Horizontes in mehrere Unterhorizonte ermöglicht, von denen der Nachweis eines *Aalense*- und darüber eines *Lotharingicum*-Hauptlagers besondere Beachtung verdienen.

In biologischer Hinsicht macht die gesamte Fauna in Abhängigkeit von gewissen ungünstigen Einwirkungen ihrer Umwelt einen ziemlich einförmigen und in der Größe mehr oder minder zurückgebliebenen Eindruck. Dies letzte gilt namentlich von den Bodentieren, unter denen Kleinformen aus den Gruppen der Schnecken, Foraminiferen, Schalenkrebse u. a. vielleicht zum Teil als Bewohner von Algenbeeten und -büscheln zahlreich vertreten waren. Im ganzen haben wir es mit der Lebewelt eines ziemlich flachen, durchaus nicht nährstoffarmen, jedoch schlecht durchlüfteten Nebenmeeres zu tun, in dem augenscheinlich die ungünstige chemische Zusammensetzung vor allem des Boden- und Grundwassers die Organismen mehr oder minder in Mitleidenschaft gezogen hatte. Von den Lebensbezirken dieses Meeres war der Boden am mannigfaltigsten, und zwar hauptsächlich mit kriechenden und freiliegenden Tieren besetzt. Im freien Wasser übertrafen die in der Mehrzahl vielleicht schwebenden Ammoniten alles andere an Personenreichtum. Daß auf dem weichen Boden die Anzahl der schlickliebenden und der auf Schalen und Schalenresten aufgewachsenen Formen erheblich größer war als die wenigen mit Byssus oder Stiel angehefteten, ist unter den gegebenen Verhältnissen eigentlich selbstverständlich.

Was die Abgrenzung der *Torulosum*-Schichten betrifft, so gehen sie lithologisch nach unserer bisherigen Kenntnis ohne Lücke, aber auch ohne schärferen Fazieswechsel aus Lias ζ hervor und sicher auf gleiche Weise in α_2 über. Erst in α_3 beginnt sich die durchgreifende Änderung vorzubereiten, die in β zur Herrschaft des Doggersandsteines führte. Es bildet eines der glänzendsten Zeugnisse für A. Quenstedts erdgeschichtlichen Scharfblick, daß er in

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Schwaben, wo die Verhältnisse ähnlich liegen wie in Franken, und damit für Süddeutschland der Versuchung widerstand, die Lias-Dogger-Grenze mit diesem in der Hauptsache klimatischen Wechsel zu verknüpfen. Denn in faunenkundlicher Beziehung, und diese gibt in stratigraphischen Dingen natürlich den Ausschlag, befindet sich m. E. die schärfere Trennung an der Unterkante der *Opalinum*-Stufe. Wird doch hier die fast reine Ammonitenfazies des Lias ober-ζ, an der Spitze die Dumortierien, die Hauptmasse der Grammoceraten, ferner *Catulloceras* u. a. m. abgelöst von muschel- und schneckenreichen Schichten, in denen unter den Ammoniten fast unvermittelt Lioceraten überwiegen. Der faunenkundliche Nachdruck liegt aber in Franken, ähnlich wie übrigens auch in Schwaben, auf den Muscheln als Gradmessern einer fortschreitenden Verflachung des *Opalinum*-Meeres. Schon in ober-α gelangen sie zur Herrschaft und entfalten dann in unter-β einen überraschenden Formenreichtum, wie Dr. SCHMIDTILL zeigen wird.

Vergleicht man den fränkischen *Torulosum*-Horizont mit dem schwäbischen, für den im großen immer noch QUENSTEDTS[15]) klassische Darstellung unübertroffen dasteht, so stellt sich im allgemeinen eine weitgehende Übereinstimmung heraus in Mächtigkeit, sowie gesteins- und faunenkundlicher Ausbildung. Daran ändert der Umstand wenig, daß beispielsweise in Schwaben in α_1 eine bei uns fehlende Trigonienart vorkommt, auch nicht die etwas größere von QUENSTEDT für Balingen angegebene Mächtigkeit von 10—13 m oder das häufige Vorkommen von Platten aus Nagelkalkstein auch noch in α_2, während ich solche bisher nur am Hesselberg bei Röckingen, also schon mehr im Bereich der schwäbischen Ausbildung, und zwar nur im unteren α_1 beobachten konnte. In den höheren Teilen der *Opalinum*-Schichten vermindert sich zwar die große Ähnlichkeit, vor allem durch das Fehlen der *Astarte*-, Lucinen- usw. Platten in dem vielerorts versteinerungsarmen fränkischen α_2 oder auch der bezeichnenden *Opalinum*-Knollen in unserem α_3, ferner durch die mehrfach abweichende Ausbildung dieses α_3 usw. Alles in allem hat sich jedoch die gesamte *Opalinum*-Stufe Frankens wie Schwabens in Fazies, Faunenkunde und Mächtigkeit als so einheitlich erwiesen, daß man sie mit Recht als ein zusammengehöriges Faziesgebiet ansieht. Dazu gehört im weiteren Sinn auch Nordwest-

[15]) Der Jura 1858. S. 306ff.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Deutschland, wo nach STOLLEY[16]) im allgemeinen eine der schwäbischen und fränkischen entsprechende faunenkundliche Zwei- bis Dreiteilung besteht. Da die Muschel- usw. Platten des schwäbischen α_2 dort ebenfalls fehlen, scheint sich Franken in dieser, wenn auch vorläufig nur verneinenden Beziehung mehr den nordwestdeutschen Verhältnissen zu nähern. Sehr verschieden ist dagegen die Ausbildung von α_1 in Lothringen. Worin diese, aber auch die nordwestdeutschen Verschiedenheiten bestehen, soll im stratigraphischen Abschnitt berührt werden.

Wo, wie in dieser Abhandlung, verhältnismäßig oft von Fazies und Faunenkunde des tiefsten Doggers gesprochen wird, ergibt sich von selbst die Frage, ob etwas der Blauschlickfazies unserer *Torulosum*-Schichten wirklich Ähnliches schon im Lias vorhanden war. In Franken kommen zum Vergleich nur die gesteins- und faunenkundlich anklingenden Tonmergel des Lias ober-ζ in Betracht. Zwar bilden diese, wie schon gesagt wurde, eine gesteinskundlich etwas abweichende, fast reine, rhynchonellenführende Ammonitenfazies, unter deren Großformen die Muschelgeschlechter der *Torulosum*-Schichten fast vollständig, die der Schnecken ganz überwiegend fehlen. Berücksichtigt man aber die vielen Anklänge, namentlich auch zwischen den faziesempfindlichen Elementen der bodenbewohnenden Kleinwelt — man denke nur an den Reichtum von ober-ζ an Foraminiferen, Schalenkrebsen und nicht zum wenigsten an SCHLOSSERS (a. a. O.) Kleinschnecken, die zum Teil den gleichen Gattungen angehören wie die von uns aufgeführten — so erscheint die fazielle Übereinstimmung so bedeutend, daß dies jüngste Liasgestein auch wegen dieser seiner Alterstellung in Verbindung mit dem Umstande, daß Wanderungen ganzer Fazies in dem engen deutschen Liasmeer recht unwahrscheinlich sind, als die Ausgangsfazies der *Torulosum*-Schichten betrachtet werden kann. Hebung des Meeresbodens, im Gefolge davon eine Zuwanderung von Muscheln, Schnecken usw., besonders auch aus Lothringen, Verstärkung der Tonzufuhr nebst Umbildung der eingesessenen Lebewelt in Anpassung an diese Veränderungen, das ungefähr mögen die schon heute wahrnehmbaren Vorgänge gewesen sein, welche die Umwandlung der Dumortierien- in die *Torulosum*-Fazies zur Folge hatten.

---

[16]) Über d. ober. Lias u. unt. Dogg. Norddeutschlands, N. Jahrb. 1909, Bd. 28, S. 314ff. u. 322.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Stratigraphischer Teil[17]).

Lithologischer Abschnitt.

Das Gestein der *Torulosum*-Schichten ist im großen ziemlich gleichartig und einförmig: ein mehr oder minder gut geschieferter, ziemlich kalkarmer, trockener, milder, ziemlich fetter und wenig sehr kleine Glimmerschüppchen führender, zu sanftgeneigten Böschungen verwitterter **Tonmergel**, in bergfeuchtem Zustande vorwiegend schwarzgrau, seltener mit Stich ins Dunkelbraune oder Dunkelblaugrau, der an der Luft infolge schneller Oxydierung der die schwärzliche Farbe vorzugsweise bedingenden Eisensulfide alsbald bläulichgrau, manchmal fast hellblaugrau wird. In dem tiefen unverzimmerten Schacht hat er sich als vollkommen standfest erwiesen. Im Sonnenlicht zeigt er bei scharfer Betrachtung ein buntes Schillern in den Anlauffarben des Pyrits. Sein Bruch ist erdig und je nach dem Grade der Schieferung grobklotzig bis gut spaltbar. Beim Verwittern zerfällt er rasch zu einem gestaltlosen Grus aus kleinsten Schieferblättchen; ebenso wird von den zwar vielen, aber vorwiegend dünnschaligen und obendrein oft zerdrückten Versteinerungen außer Belemnitenrostren und Pyritkernen die Mehrzahl der makroskopischen Schalen und nicht minder der Phosphatkerne vollkommen zerstört. Aus dieser Tatsache, aus den schlechten natürlichen und aus der Seltenheit von künstlichen Aufschlüssen erklärt sich unsere bisherige vergleichsweise geringe Kenntnis seiner Lebewelt.

Die chemische Untersuchung zweier, möglichst versteinerungsarmer Proben, welch erste ich der Güte des Herrn Dr. Liedel verdanke, hatte folgendes Ergebnis:

Lage 1		Lage 5	
SiO_2 . . .	= 40,03 %	SiO_2 . . .	= 45,54 %
CaO	= 9,37	CaO	= 9,31
Fe_2O_3 . . .	= 8,88	Fe_2O_3 . . .	= 13,37
Al_2O_3 . . .	= 24,43	Al_2O_3 . . .	= 19,23
Glühverlust	= 16,90	Glühverlust	= 12,25
	99,61 %		99,70 %

Daraus geht hervor, daß der Gehalt an kieselsaurer Tonerde sich im Profil ziemlich gleich bleibt. Den auffallend

[17]) Nachstehend werde ich mich folgender Abkürzungen bedienen:
α_3 = obere *Opalinum*-Stufe (*Trigonia navis*-Horizont).
α_2 = mittlere, gewöhnlich versteinerungsarme *Opalinum*-Stufe.
α_1 = untere *Opalinum*-Stufe (*Lytoceras torulosum*-Horizont).

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

gleichen Kalkgehalt von 9,3 % kann ich mir angesichts des Umstandes, daß nach Maßgabe meiner Proben Lage 1 eine ärmliche, Lage 5 jedoch eine reiche kalkschalige Mikrofauna besitzt, nur durch die vorläufige Annahme erklären, daß in unserem Tonmergel, ähnlich wie im lebenden Blauschlick[18]), eine Lösung von Kalziumkarbonat im Sediment erfolgt ist. — Das Eisen besteht wahrscheinlich in der Hauptsache aus Pyrit. Bemerkenswert scheint mir, daß der Pyritgehalt nach oben zunimmt, in Verbindung mit dem Umstande, daß in Lage 5 nach Dr. LIEDEL der Kalk Sulfat-Jon aufweist, also wahrscheinlich zum Teil als Gips vorhanden ist. — Der Glühverlust dürfte sich unter diesen Umständen aus S, CO_2 und H_2O zusammensetzen.

Von Mineralien fanden sich im oberen Teil des Profils viel Kristalle[19]) von Gips, was sich durch den genannten Gipsgehalt des Gesteines leicht erklären läßt. Von akzessorischen Bestandmassen führen die tiefsten Lagen (1—4) Konkretionen von Pyrit in Gestalt ziemlich kleiner traubiger Knollen und solche von Phosphat als gleichfalls kleine, meist unregelmäßig gestaltete Knauern. Beide halte ich für syngenetische Bildungen. Außerdem fanden sich Pyritknöllchen, zusammengesetzt aus winzigen Kügelchen, die sich wie verkieste Eier irgendwelcher Tiere ausnehmen. Pyrit und in geringem Maße Phosphorit spielen auch als Steinkerne gewisser Muscheln und Schnecken, sowie der inneren Windungen von Ammoniten eine Rolle. Nicht selten sah ich im oberen, anscheinend versteinerungsleeren Teil (Lage 8) flache, eiförmige, innen mausgraue, ockrig gelbbraun und schalig verwitternde, mit verdünntem H CL ziemlich lebhaft brausende, bis gegen 0.20 m lange Kuchen von Toneisenstein. In Lage 6 fand sich die aus dem schwäbischen α_1 wohlbekannte, auch

---

[18]) Vgl. ANDREE, Geol. d. Meeresbodens, Bd. II. S. 219.

[19]) Herr Geheimrat LENK hatte die Güte, mir darüber folgendes mitzuteilen: Es handelt sich um klare, flach pfeilspitzenartige Kristalle, welche aus 5—8 nach 101 miteinander verwachsenen, flachen Zwillingskristallen bestehen, die nach der c-Axe verkürzt sind, und nach oben hin auch in Richtung der klinodiagonalen Axe immer kleiner werden. Im Innern enthalten sie Einlagerungen des tonigen Muttergesteines, die vor allem auf den Pyramidenflächen und in Richtung der Zwillingslamellen angeordnet sind. — Neben diesen flachen Kristallen finden sich auch die bekannten „Sonnen" aus mehreren bis zahlreichen, subparallel miteinander verwachsenen, nach a leistenartig verlängerten Kristallen von 1—3 cm Länge.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

sonst im Frankenjura vorkommende (Berg, Neusig u. a.), bei Hetzles nur wenig mächtige, kalzitreiche Schalenbrekzie aus stark kristallinischem Kalkstein, die sich namentlich aus den Schalentrümmern eines großwüchsigen Ammoniten, wahrscheinlich

Lytoceras dilucidum Oppel = *Ammonites penicillatus* Quenst.

zusammensetzt. Außerdem sah ich weißliche, wohl sekundäre Ausscheidungen von amorphem $CaCO_3$ und vereinzelte winzige, weißliche Kalkkügelchen. Ziemlich selten sind ferner im Schlämmrückstand sehr kleine, gut kantengerundete Körner von Quarz von verschiedener Größe bis zu 1,3 mm Durchmesser. Häufiger trifft man winzige Fetzen und Blättchen von hellem Glimmer. Glaukonitkörner habe ich hier, aber auch sonst in den fränkischen *Opalinum*-Schichten, abweichend von Gümbel[20]) nicht beobachtet. Wenn sich auch an der Zusammensetzung unseres Gesteines, besonders in den Lagen 2—5, biogener Stoff örtlich in bedeutendem Maße beteiligt, so hat doch das festländische Material stets bei weitem das Übergewicht. Ein bezeichnendes verneinendes Merkmal des versteinerungsführenden Tonmergels besteht in dem vollständigen Fehlen von Toneisenstein-Knollen, die sich aber sofort beim Übergang in die Fazies des versteinerungsarmen Schiefertones einstellen. Endlich möchte ich noch darauf hinweisen, das ich bis jetzt weder bei Hetzles noch sonst in den *Torulosum*-Schichten, aber auch nicht in jüngeren Teilen der *Opalinum*-Stufe Frankens, Nagelkalkstein beobachtet habe, wie er im untersten Dogger Schwabens und NW-Deutschlands nicht selten vorkommt. Nur im Hesselberg-Gebiet, das bekanntlich in vielen Jurahorizonten einen kräftigen Einschlag von schwäbischer Fazies aufweist, traf ich im α_1 einige ganz kümmerliche Bänkchen.

Lithogenetischer Abschnitt.

Jeder Versuch, die Bildungsweise der *Torulosum*-Schichten zu erklären, muß natürlich von der Frage ausgehen nach der Herkunft des in ihnen oder, was im Grunde dasselbe bedeutet, in den *Opalinum*-Schichten überhaupt enthaltenen, bei weitem vorwiegenden allothigenen Materiales, vor allem des Tones. Eng damit verbunden ist die andere

[20]) Frankenjura, S. 90.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Frage, woher der Tongehalt des Lias stamme. Zu ihrer Beantwortung bin ich gezwungen, etwas weiter auszuholen. M. NEUMAYR hat beide Fragen verschieden beantwortet. In seiner bahnbrechenden Arbeit über die geographische Verbreitung der Juraformation[21]) leitete dieser weitschauende Forscher das Tonmaterial des Lias in Deutschland von nordischen Festlandsmassen her, betonte dagegen die Herkunft des Tones der *Opalinum*-Schichten und des Quarzes im Doggersandstein (β) von der böhmisch-russischen Masse. Die Notwendigkeit einer Verfrachtung des süddeutschen Liastones aus Norden wurde von POMPECKJ (a. a. O. S. 40) in Abrede gestellt. Nach ihm stammt dieser vom böhmisch-vindelizischen Gebiet und seinen Hinterländern her. Später ist DEECKE[22]) für einheitliche Ableitung des Tones teils des Lias, wie NEUMAYR gewollt hatte, aber auch der *Opalinum*-Schichten von Tonschiefer reichen Gebieten des Nordlandes eingetreten. Nach seiner Meinung war die Gesteinsbeschaffenheit in diesen Zeiten in Deutschland, Ostfrankreich und England so einheitlich tonig, daß man auch eine einheitliche Abkunft des Tones vermuten dürfe. Endlich hat vor kurzem J. WALTHER[23]) auf die große Bedeutung des Luftstaubes für die Entstehungsweise meerischer Tone hingewiesen.

Um nach Möglichkeit selbst zu einem Urteil zu gelangen, wollen wir zuerst auf den allothigenen Mineralbestand und die Mächtigkeiten der *Opalinum*-Schichten einen Blick werfen. Der Mineralbestand setzt sich, besonders auch nach den offenbar sorgfältigen Untersuchungen von GÜMBEL (a. a. O. S. 89), zusammen aus feinsten, im polarisierten Licht isotropen Tonteilchen in Gestalt von Flecken, Körnchen, Fäserchen und Staubteilchen, aus winzigen, nach GÜMBEL sogar nur 5—15 mi großen Quarzkörnchen, ferner aus Glimmerschüppchen, sowie seltenen Nädelchen von Turmalin und Zirkon. Tonschiefernädelchen und Schwermineralien scheinen zu fehlen. Die Mächtigkeit der *Opalinum*-Schichten beträgt in dem heutigen stark zusammengepreßten Zustande, der sie z. B. beim Vergleich mit dem ursprünglich viel weniger zusammendrückungsfähigen Doggersandstein heute natürlich verhältnismäßig viel

[21]) Denkschr. Akad. Wiss. Wien, Math.-nat. Klasse 1885, Bd. 50, S. 83—84.
[22]) Herkunft d. west- und süddeutsch. Sedimente, Sitz.-Ber. Heidelb. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., Jahrg. 1920, Abh. 3, S. 11.
[23]) Allg. Paläontol., Abschn. 48, Die marinen Faziesgebiete.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

zu dünn erscheinen läßt, in Schwaben laut E. HENNIG[24]) na KOMMERELL im Durchschnitt ungefähr 100 m, denen ein (ringstwert von 80 m und ein Höchstwert von 120 m gege übersteht. In Franken, wo derartig viele und, aus Man an Meßtischblättern, auch zuverlässige Angaben wie c KOMMERELLschen nicht vorhanden sind, schätze ich die na GÜMBEL im einzelnen angeblich sehr wechselnde Mächti keit am Westrande des Frankenjuras im Durchschnitt a etwa 70 m. Am Leyerberg beträgt sie auf Grund d Meßtischblattes gegen 80 m. Am Banzer Berg[25]) bei Lichte fels steigt sie auf annähernd 100 m, am Ostrande b Hirschau nach SCHNITTMANN[26]) auf über 70 m. Nach de Wiedergabe DEECKES[27]) erreicht sie im Breisgau wahr scheinlich gegen 80 m, in der Zaberner Bucht (Pechel bronn) über 80 m und im Kraichgau angeblich 50—60 m Rechnet man dazu für den Lias in Schwaben eine gan ungefähre Stärke des Tones allein von 60—70 m, im Kraich gau von 70—80 m, im Oberrheingraben von 50 m und i Franken von 30—40 m, so ergibt sich die Vorstellung, daß im Lias + *Opalinum*-Zone allein über die ausgedehnte Fläche des norddanubischen Süddeutschlands ein Stoß von Tonen ausgebreitet wurde, der sich in der jetzigen, durch Druck wesentlich verringerten Mächtigkeit in Franken auf rund 80—100 m, in Schwaben auf gegen 160 m und im Oberrhein-tal auf ungefähr 120—140 m belaufen mag, ganz zu schweigen von seiner Ausbreitung in der Schweiz, Ostfrankreich sowie Mittel- und Nordwest-Deutschland.

Es ist selbstverständlich, daß zur Abtragung dieser ge-waltigen Massen von Ton verhältnismäßig so kleinräumige Festlandsgebiete wie die Ardennen-Insel oder Gümbels Vindelizisches Festland für sich oder zusammen höchstens einen vergleichsweise wohl nur geringen Betrag beisteuern konnten. Als gegebener Lieferer des Tones bleibt also nur die große und zusammenhängende Festlandsmasse übrig, die das Lias- und *Opalinum*-Meer im Osten und Norden umrahmt hat. Stammt der Ton nun aus Osten oder Norden oder gar aus beiden Richtungen? Angesichts der starken Beteiligung von Ton am Aufbau nahezu aller Gesteine

---

[24]) Handb. d. Geol. Deutschlands, Geol. v. Württemberg. 1. Lief., S. 175.

[25]) Vgl. LENK und KRUMBECK, Sitz.-Ber. phys. med. Soz. Erlangen 1911, Bd. 43. S. 175.

[26]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1922, Bd. 74, S. 8.

[27]) Geol. v. Baden, I. S. 346, 348.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

könnte dieser theoretisch zwar aus allen unser Meer begrenzenden Teilen des Festlandes herrühren. Praktisch gekommen kommen aber nur solche Gegenden in Betracht, die auf Grund ihrer Erhebung über den Meeresspiegel und der Gesteinsverteilung an ihrer Oberfläche genügend Wahrscheinlichkeit boten, daß nach der starken in Trias, Perm usw. erfolgten Verwitterung und Abtragung auch noch in der Lias- + *Opalinum*-Zeit Klima und Denudation wirksam genug waren, um entsprechende Mengen von Ton bereitzustellen bzw. zu liefern.

Eine Ableitung der Hauptmasse des süddeutschen Tones aus Böhmen nebst Hinterland begegnet, wie mir scheint, erheblichen Schwierigkeiten. Denn einmal setzt sich dieses Gebiet heute in der Hauptsache aus mehr oder minder sauren Gesteinen zusammen, und ihr tektonischer Aufbau spricht kaum dafür, daß es damals wesentlich anders war. Tonreiche Gesteine sind zwar heute in Ostthüringen, Frankenwald, Fichtelgebirge, Vogtland usw. verbreitet, aber es ist nicht sicher, ob sie den Meeresspiegel überhaupt oder selbst nur zeitweilig überragten (Frankenwald, Teile von Ostthüringen), und ob es in einer Weise geschah, daß eine so großzügige Abtragung erfolgen konnte, wie Mächtigkeit und Verbreitung gerade des Tones es besonders notwendig erscheinen lassen. Dies letzte darf man für den südlicher gelegenen Hauptteil Böhmens nach meiner Ansicht sogar verneinen, wenn man sich erinnert, wie nah hier manchmal tonige *Opalinum*-Schichten sogar noch jetzt an den Granit und Gneis heranreichen. Denn obwohl hier nach roher Schätzung die damalige Küste unter Berücksichtigung der Liasgesteine des Bodenwöhrer Beckens hochgerechnet nur 30—40 km vom heutigen Gebirgsrande entfernt war, fehlt doch dem *Opalinum*-Ton nach allem Anschein der mannigfaltige Bestand an Mineralien, auch an Schwermineralien und Quarzsplittern, in Nordfranken auch an Trümmern älterer Schiefer- und sonstiger Sedimentgesteine, wie sie für den heutigen Blauschlick in viel größerer Küstenferne noch bezeichnend sind[25]). Gegen östliche fluviatile Abkunft des Tones spricht auch das Vorkommen des Glimmers in nur kleinen bis winzigen Fetzen und Schüppchen, während er in Gesteinen, wo Verfrachtung durch Ostflüsse nicht zweifelhaft ist, wie im fränkischen Rätolias und Angulaten-Sandstein, zahlreich in größeren bis verhältnismäßig großen Blättchen

[25]) Vgl. K. Andrée, a. a. O., S. 219—220.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

auftritt. Als Erzeugnis einer von Osten her wirkenden Abtragung durch fließendes Wasser darf die Hauptmasse des *Opalinum*-Tones unter diesen Umständen kaum gelten. Selbst im fränkischen Lias, wo östliche Sedimentzufuhr bis in das γ fühlbar ist, scheint mir späterhin die offenbar aus Norden erfolgte Tondrift ziemlich bedeutend gewesen zu sein.

Eine äolische Herkunft des *Opalinum*-Tones aus Osten möchte ich schon deshalb bezweifeln, weil eine solche für das Quarzmaterial des erdgeschichtlich folgenden Doggersandsteins als wahrscheinlich betrachtet werden darf. Kann ich mir doch nicht vorstellen, daß der Wind von der gleichen, geologisch so mannigfaltig zusammengesetzten Landoberfläche — selbst bei Voraussetzung eines gewissen Klimawechsels — in α fast nur Tonteilchen, in β aber vorwiegend Quarzkörnchen fortgetragen haben sollte.

Die von NEUMAYR gefolgerte Nordsüddrift des Tones wurde m. E. von DEECKE[29]) noch wahrscheinlicher gemacht durch den Hinweis auf die große Verbreitung tonliefernder Gesteine, namentlich altpaläozoischer Tonschiefer, auf dem jurassischen Nordlande. Vielleicht darf man annehmen, daß dieses zu jener Zeit außer dem jetzigen Fennoskandia, Schottland, Irland (z. T.) u. a. weite Teile des heutigen Nordatlantiks umfaßte. Der Rumpf des kaledonischen Gebirges wird damals noch zusammenhängender und wesentlich ausausgedehnter gewesen sein als in unseren Tagen. Dasselbe gilt für die tonliefernden Gesteine. Vermutlich hat von dort aus eine kräftige Abtragung verbunden mit Tonzufuhr in das mitteleuropäische Meeresbecken stattgefunden. Mutmaßlich bestand auch von jenem vergleichsweisen Hochgebiet — nach HÖGBOHM[30]) war das Mesozoikum für Fennoskandia eine hauptsächlich durch Denudation gekennzeichnete Ära — gegen Süden ein Temperaturgefälle, das Nordwinde hervorrief und so NEUMAYRS und DEECKES Nordsüd-Strömung erzeugte. Hat nun der Ton unter dieser hypothetischen Voraussetzung den Wasserweg NEUMAYRS oder den Luftweg J. WALTHERS genommen?

Daß der Luftweg die Hauptbeförderungsart der süddeutschen Tonmassen bildete, will mir nicht ganz einleuchten, schon weil diese Annahme mit der Zusammensetzung des fränkischen *Opalinum*-Tones schwerlich in

[29]) Herkunft usw. S. 11.
[30]) Handb. d. reg. Geolog., Bd. IV, 3, 1913, S. 125.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Einklang zu bringen wäre. Denn so feinkörnig dieses Gestein auch ist, von einer ursprünglich staubartigen Beschaffenheit läßt es im ganzen wenig erkennen, auch wegen seines Gehaltes an Glimmer, Quarzkörnchen und Kristallnädelchen, die sicher nicht zum Luftstaub gehören. Zur Erklärung dieser Mineralführung kommen wir m. E. um den Wasserweg nicht herum, der mir aber auch unentbehrlich scheint, um die Anhäufung des Tones in der südwestdeutschen Senke zu erklären. Damit soll nicht bestritten werden, daß Luftstaub beim Aufbau der in Rede stehenden Juragesteine mitwirkte. Aber ich denke es mir schwer, dafür einen sicheren Nachweis zu erbringen, um so mehr als es an gleichaltrigen, dazu besser geeigneten festländischen Ablagerungen leider mangeln dürfte.

So bliebe denn als vermutliches, möglicherweise sogar wahrscheinliches Hauptbeförderungsmittel des Tones Neumayrs nordischer Wasserweg übrig, eine Vorstellung, mit der sich mir Zusammensetzung, Abkunft und wohl auch Vorkommen der α-Tonmassen Süddeutschlands verhältnismäßig am besten erklären zu lassen scheinen. Denn je weiter das vom Nordland abgetragene Material durch Neumayrs Strömung nach Süden gedriftet wurde, um so mehr wurden von dieser die leichten und leichtesten Bestandteile ausgelesen. Und in gewisser Übereinstimmung damit führen die Tone des mittleren und oberen Lias auf Schonen[31]) und Bornholm, in Mecklenburg und Pommern noch teils Quarzsand, teils kohliges Material, um südwärts feiner (oder darf man sagen, immer feiner?) zu werden.

Nach dem Gesagten neige ich einerseits der Annahme zu, daß ein wesentlicher Teil der Tonmassen im unteren Dogger Frankens nordischer Abkunft ist. Vielleicht stand gerade noch im Dogger α der unmittelbare Weg über Teile des Frankenwaldes und Thüringens nach Norden offen, der früher, wenigstens noch im mittleren Lias, vorhanden war. In diesem Falle könnte nach Süddeutschland eine ziemlich unmittelbare Tonzufuhr durch eine Nordströmung erfolgt sein, die möglicherweise weniger eine Kreisdrift war, wie Deecke meinte, vielmehr unser Meer durch die Rhônestraße wieder verließ. Anderseits möchte ich die Möglichkeit einer gewissen Heranschaffung von Ton nach Franken besonders aus dem tonreichen Alten Gebirge im Nordosten (Vogtland, Fichtelgebirge usw.) nicht aus dem

[31]) Vgl. Högbohm, a. a. O. S. 82ff.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Auge lassen, besonders weil außer den *Opalinum*-Schichten m. W. auch der Lias in Teilen des nördlichen Frankenjuras am mächtigsten ist.

Im folgenden soll versuchsweise dargelegt werden, wie aus dem zugeführten Ton der blauschlickartige *Torulosum*-Tonmergel entstanden sein mag. Unsere später erfolgenden biologischen Rückschlüsse sind dafür von grundlegender Bedeutung. Gleich nach seiner Ablagerung empfing der Ton von oben die Schalen der Schweber und Schwimmer nebst einem Regen von Leichen weichhäutiger Kleinwesen, namentlich aus Mikropflanzen. Mit der Zersetzung der Leichen begann die Ausfällung von Pyrit und wohl auch die Lösung von Schalenkalk. Der anfangs lockere Ton wurde durch diese Vorgänge immer bindiger. Hiermit war aber die Voraussetzung gegeben für eine Ansiedlung zunächst der schlickbewohnenden, beete- oder büschelbildenden Algen. Je schlickartiger das Sediment wurde, also teils tragfähiger, teils nährkräftiger, desto mannigfaltigere tierische Organismen lockte es herbei. (Vgl. den bionomischen Querschnitt.) Außer den freiliegenden und den schlammliebenden Muscheln sowie den freibeweglichen größeren Schnecken die ganze kleinwüchsige Bewohnerschaft der offenbar vorhandenen Algenvegation, nämlich all die Foraminiferen, Muschelkrebschen und insbesondere Schneckchen. Wo größere Leichen zersetzt wurden, entstanden unter bestimmten Voraussetzungen Konkretionen von Pyrit und Phosphat. Gleich anfangs waren in den nahrhafter werdenden Ton von unten Nacktwürmer eingewandert. Jetzt konnten sich dem Schlick auch die schlanken Dentalien und vielleicht noch andere, von mir nicht beobachtete Lebewesen anvertrauen. Sobald sich Schalenreste ohne zu versinken auf dem Meeresgrunde halten konnten, erfolgte auf ihrer Oberfläche die Festsetzung umherschwärmender Larven von Korallen und Röhrenwürmern, manchmal auch von Foraminiferen. Auch für die Anheftung der wenigen Byssus- und Stielträger, die sich auf dieses ihnen ungewohnte Element gleichsam verirrt hatten, war jetzt die Zeit gekommen. Während der genannte Leichen- und Schalenregen ungestört fortdauerte, wurde der größte Teil der boden- wie schlickbewohnenden Organismen nach erdgeschichtlich ganz kurzer Zeit von neuen Tonmengen begraben. Aber fortgesetzt bewirkten freibewegliche Larven und andere Fort-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

pflanzungserzeugnisse eine neue Besiedlung und so im Verein mit den Leichen- und Schalenresten der Schweber und Schwimmer die fortgesetzte Umwandlung des Tons in den schlickähnlichen Tonmergel.

Auf diesen ersten und Hauptabschnitt der Gesteinsbildung folgte in allmählichem Übergange der zweite. Unter dem Drucke des vergleichsweise rasch emporwachsenden Schichtenstoßes sanken die tieferen Lagen des weichen Sediments unter teilweiser Auspressung des Grundwassers mehr und mehr in sich zusammen. Zugleich kamen in dem immer dichter und damit immer wasserundurchlässiger werdenden Gestein die chemischen Umsetzungen mehr und mehr zum Abschluß. Je stärker die Pressung wirkte, je fester und schiefriger dadurch das Gestein wurde, desto mehr verminderte sich seine ursprüngliche Mächtigkeit und um so stärker wurde ein großer Teil der eingeschlossenen Schalen der größeren Tiere durch alle möglichen Zustände von Flach- bis Plattdrückung und Verdrückung in ihrem erdgeschichtlichen Werte vermindert. Wann das Höchstmaß der Zusammenpressung erreicht wurde, entzieht sich genauerer Erkenntnis. Vielleicht hörte sie erst dann auf, als in unserer Gegend nach Ablagerung des Tithons (nur des Untertithons?) und der Kreide (?) sowie Heraushebung der Juratafel über den Meeresspiegel die Auflagerung jüngerer Gesteinsfolgen ihr Ende erreichte. Nennenswerte Veränderungen des Gesteines im Laufe der erdgeschichtlich langen, seitdem vergangenen Zeiten selbst durch tektonische Vorgänge sind für die Hetzleser Gegend kaum anzunehmen.

Biostratigraphischer Teil

(Hierzu Stratigraphisches Profil.)

Die Betrachtung der Lebensdauer der größeren in Tab. 1 aufgezählten Arten aus den Lagen 1—7[32]) läßt zunächst ganz allgemein erkennen, daß von 52 Formen nur 4 aus dem Lias aufsteigen und zugleich in höhere Doggerschichten hinaufgehen *(Pect.* cfr. *pumilus, P. textorius, Nuc. Hammeri, Discohel. minuta).* Für die folgenden Betrachtungen scheiden diese somit aus. Von den übrigen 48 Arten kommen aus dem Lias 14 *(Thecocyat. tintinnabulum, Discina papyracea, Inoc.* cfr. *amygdaloides, Leda rostralis (Jurense-*

[32]) Für das geschlämmte Material der Tab. 2 fehlt es teils im oberen Lias, teils in den höheren Doggerhorizonten vorläufig noch an zum Vergleich geeigneten Untersuchungen.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Zone im Elsaß), *Astarte Voltzi* (Lothringen u. a.), *Eutrochus duplicatus, Phylloc.* cfr. *heterophyllum, Grammoc. aalense, G.* cfr. *costulatum,* cfr. *subcomptum, fluitans, mactra* (alle in Lothringen), *Belemnit. acuarius macer, brevirostris, brevi/ormis.* In höhere Doggerhorizonte (α_2 usw.) gehen, soweit es mir bekannt ist, fünf Arten über *(Posid. Suessi, Pholad.* cfr. *fidicula, Dental.* cfr. *filicauda, Lytoc. dilucidum, Lioc. opalinum)*[33]). Rechnet man weitere sieben Formen ab *(Cidaris striospina, Serpula* sp. nov?, *Ostrea* sp., *Pinna* sp. aff. fissae?, *Dumortieria* sp., *Harpoceras* sp. nov?, *Belemnites* sp. cfr. *rhenanus),* die wegen schlechter Erhaltung oder kleiner Gestalt am besten beiseite gelassen werden, so scheint bedeutend weniger als die Hälfte aller Arten, nämlich nur 19, auf α_1 beschränkt zu sein:

Thecocyathus mactra
Leda Galathea mut.?
Cucullaea inaequivalvis
Astarte subtetragona
Astarte alta
Amberleya tenuistria
Alaria subpunctata (?)
Cerithinella armata[34])
Lytoceras subhircinum
Lytoceras torulosum
Grammoc. lotharingicum
Grammoc. aff. *plicatello*
Grammoc. cfr. *Gr.* sp.
Lioceras opalinum
Lioceras opalinum cfr. var. *costosa*
Lioceras costosum
Lioceras cfr. *undulatum*
Belemnites subclavatus[34])
Belemnites opalinus (= Quenstedi)
Belemnites cfr. *tripartitus crassus.*

Aus dieser Übersicht geht selbstverständlich hervor, daß die Cephalopoden bei weitem die Mehrzahl der nach allem Anschein horizontbeständigen Arten ausmachen. Die

[33]) In Franken ist mir aus α_2 und α_3 bis jetzt kein typisches *L. opalinum* zu Gesicht gekommen.

[34]) Strenggenommen gehören auch *Cerith. armata* und die Belemnitenarten nicht hierher, weil sie alle schon von Benecke a. a. O. aus dem Lias in Lothringen genannt wurden. In Süddeutschland scheinen sie aber, wie übrigens auch *Leda rostralis,* erst im Dogger aufzutreten.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

geringste Eignung als Leitversteinerungen zeigen hier die Schnecken.

Eine Prüfung der Tab. 1 nach der Lebensdauer der Arten innerhalb α_1 ergibt zunächst, daß anscheinend zwar nur fünf Vertreter durch alle sieben Lagen hindurchgehen (*Posid. Suessi, Leda Galathea* mut?, *Ast. Voltzi*, wahrscheinlich auch *Nuc. Hammeri* und *Alar. subpunctata*), die aber, obgleich für sich allein höchstens die *Leda*spezies als Leitform von α_1 gelten darf, durch Zusammenvorkommen und Personenreichtum dennoch erdgeschichtlich wertvoll sein können. Beispielsweise tragen sie wesentlich dazu bei, der Lage 1 einen Doggeranstrich zu geben.

In allen Lagen des eigentlichen *Torulosum*-Horizontes (2—7) treten auf:

Cerithinella armata
Lytoc. torulosum
Lioc. opalinum
Belemn. subclavatus

und erweisen sich dadurch, vor allem die Ammoniten und besonders ***Lytoc. torulosum***, als die geeignetsten Kennformen dieser Gesteinsfolge. Gemeinsam mit den fünf soeben genannten Arten und etwa noch ***Leda rostralis*** und ***Bel. opalinus*** bilden sie, erdgeschichtlich genommen, hier wie wahrscheinlich im übrigen Franken und auch in Schwaben, den Grundstock der α_1-Tierwelt.

Über die stratigraphische Bewertung der Einzelfaunen (1—7) ist folgendes zu bemerken:

Lage 1: Von den 19 Arten sind bereits im Lias vorhanden 11 (*Thecoc. tintinnabulum, Leda Galathea* mut?, *Discohel. minuta, Eutroch. duplicatus, Phylloc.* cfr. *heterophyllum, Grammoc. aalense,* cfr. *costulatum,* cfr. *subcomptum, fluitans, mactra, Bel. acuarius macer*), eine verhältnismäßig große Anzahl, die das Übergangsgepräge dieser Schicht deutlich hervortreten läßt. Davon gehen *G. aalense,* cfr. *costulatum,* vielleicht auch *G.* cfr. *subcomptum* bei Hetzles sicher in den *Torulosum*-Horizont (Lage 2 und folg.) hinauf. Anderseits gehören *Grammoc. mactra* und *G. fluitans* in der Pyritfazies von Lias ober-ζ (Lager von *Lytoc. hircinum* und *Dumort. sparsicosta* bei Neumarkt und bei Hirschau[35])) mit *Grammoc. phaceletum* Pomp. emend.

[35]) Vgl. Schnittmann, a. a. O., S. 7.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Krumb.[36]) zu den personenreichsten Arten. Sie liegen dort zweifellos im obersten Lias. Auch in der Phosphoritfazies von ober-ζ (Lager der feingerippten Dumortieren mit *D. pseudoradiosa, Moorei, Bleicheri, subundulata* Buckm. u. a.) kommen wenigstens *G. aalense, subcomptum* und *mactra,* allerdings ziemlich selten vor. In Schwaben werden von den fünf vorhin genannten *Grammoceras*-Arten nach Engel-Schütze[37]) vier zum Lias gerechnet, während auffallenderweise allein *G. mactra* in den Dogger gestellt ist. Im nordwestlichen Deutschland zählen sie nach Stolley (a. a. O. S. 203) mit Ausnahme des nicht erwähnten *G. fluitans* zum Lias. In Lothringen gehören dagegen nach Benecke[38]) *G. mactra* und *fluitans* gänzlich dem Dogger an, während *G. aalense* und *subcomptum* bereits in den von ihm als oberster Lias bezeichneten *Levesquei*-Schichten (unteres ober-ζ) erscheinen und in die *Opalinum*-Stufe hinaufgehen. Auf Grund der *Grammoceras*-Arten darf also die Lage 1 nicht ohne weiteres als liasisch betrachtet werden. Dagegen spricht m. E. auch der Umstand, daß das dem *Lioc. aff. plicatello* ähnliche *L. plicatellum* nach Benecke (a. a. O. S. 412) im Dach des Lothringer Grauen Lagers, d. h. sicher schon in der *Torulosum*-Zone, auftritt, in England nach S. Buckman[39]) sogar noch jünger ist (*Scissi* hemera). Außerdem habe ich *Posid. Suessi, Ast. Voltzi* und *subtetragona* im Frankenjura bis jetzt nirgends in Gesellschaft von echten Lias-Versteinerungen getroffen. Freilich führte Schnittmann (a. a. O. S. 8) *Ast. Voltzi* in der Hirschauer Gegend bereits aus dem dortigen obersten Lias (*Pseudolioceras falcodiscus*-Lager) auf, aber im Verein mit *Bel. subclavatus*, den ich auch nur in Dogger α_1 beobachtet habe. Da nach seinem Berichte gleich darüber versteinerungsreiche *Torulosum*-Schichten lagern, ist ein Irrtum vielleicht nicht ganz ausgeschlossen.

Nach allem wäre es ohne genaue Kenntnis des die Lage 1 unmittelbar unterlagernden Gesteines voreilig, sich schon jetzt für ein bestimmtes Alter auszusprechen. Mit

---

[36]) Diese von Pompeckj auf Grund von Material des Münchener Museums aufgestellte, dem *G. subcomptum* nahestehende neue Form werde ich bei anderer Gelegenheit kennzeichnen.

[37]) Geogn. Wegweis., 3. Aufl., S. 294.

[38]) Eisenerzformation, Abh. z. geol. Spez.-Karte v. Els.-Lothr., N. F., Heft 6, S. 507.

[39]) Infer. ool. Ammonites, X, Suppl. I, Palaeontogr. Soc. 1898, S. XXXVIII.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

großer Wahrscheinlichkeit gehört sie zu den vielfach verbreiteten Übergangsschichten zwischen Lias und Dogger (in QUENSTEDTscher Abgrenzung). Auf Grund ihrer Versteinerungen will ich sie hier mit allem Vorbehalt als Basis der *Torulosum*-Schichten betrachten.

Lage 2: Wesentlich einfacher ist es mit der Altersstellung dieser Lage bestellt. Denn für sie bedingt schon das erstmalige Erscheinen von *Lyt. torulosum* und *Lioc. opalinum* vor allem nach Maßgabe süddeutscher und nordwestdeutscher Verhältnisse eine Einreihung in den Dogger. Dafür sprechen auch Vorkommen und Vergesellschaftung von *Astarte subtetragona, A.* cfr. *alta, Cerith. armata, Grammoc. lotharingicum* var., *G.* aff. *plicatello, Bel. subclaratus, opalinus, brevirostris* und *breviformis*. Dieser an sich keineswegs merkwürdige Tatbestand gewinnt für die kritische Betrachtung der Leitversteinerungen an der Lias-Dogger-Grenze im Frankenjura eine erhöhte Bedeutung durch die Tatsache, daß in Lage 2 *Grammoc. aalense* in typischer Beschaffenheit und normaler Größe derart zahlreich vorkommt, daß man es bei Hetzles als Kennform des echten tiefsten α_1 betrachten muß. Anderseits findet es sich, wie schon bei Lage 1 gesagt wurde, auch im obersten Lias: In der Phosphoritfazies ziemlich selten und nur in Bruchstücken kleiner Steinkerne; hauptsächlich jedoch in großer Anzahl und gut erhalten als Kieskern in der Pyritfazies namentlich der Fundräume Neumarkt-Altdorf und Amberg-Hirschau. Deshalb hat es nach dem Vorbilde Schwabens und Nordwestdeutschlands auch im Frankenjura bisher als die Leitversteinerung des Lias ober-ζ gegolten. Ich bin jedoch der Meinung, daß in dieser Hinsicht große Vorsicht geboten ist: zunächst weil *G. aalense* bei Hetzles, um es zu wiederholen, in den untersten *Torulosum*-Schichten derart häufig ist, daß es hier die Kennform bildet, vielleicht auch den Höhepunkt seiner Ausbildung erreicht; und ferner weil andere *Grammoceras*spezies in der Pyritfazies von ober-ζ zwar ungefähr ebenso häufig, aber in α_1 von Hetzles vergleichsweise selten sind (*G. fluitans, mactra, subcomptum, costulatum*), also eigentlich bessere Leitformen von ober-ζ darstellen als *G. aalense* selbst.

Zum Glück sind wir auf diese zum mindesten im Frankenjura und in Deutsch-Lothringen offenbar nicht sehr horizontsicheren, weil ziemlich langlebigen Grammoceraten durchaus nicht angewiesen. Es stehen uns als Leitversteinerungen des jüngsten Lias andere Formen zur Ver-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

fügung mit einer gleichfalls weiten wagerechten, aber kürzeren senkrechten Verbreitung. Dazu gehört in erster Reihe *Lytoceras hircinum*, das in der Pyritfazies häufig auftritt, aber auch in der Phosphoritfazies nicht ganz fehlt, und von dem es bei STOLLEY (a. a. O. S. 307) treffend heißt, „denn *L. hircinum* ist sonst ein sehr bezeichnendes Fossil der *Aalense*-Zone Nord- wie Süddeutschlands". Brauchbar scheint mir auch das gleichfalls ziemlich zahlreiche, bis jetzt nur in Franken und fast nur in der Pyritfazies beobachtete *Lyt. Pompeckji* wegen seiner augenscheinlichen Beschränkung auf das obere Zeta. Wichtig sind aber vor allem die zahlreichen, z. T. auch in Lothringen, England und Frankreich verbreiteten *Dumortieria*-Arten: Für die Phosphoritfazies nach Maßgabe meiner bisherigen Erfahrung feingerippte Formen wie *D. Moorei, pseudoradiosa, Bleicheri, Nicklesi, subundulata* (BUCKM.), *falcofila* u. a. m.; für das tiefere ober-ζ auch *D. Levesquei, striatulocostata* und aff. *Brancoi*. — Für die Pyritfazies grobgerippte Arten wie *D. sparsicosta, Kochi, costula, D.* div. sp. nov. u. a.

Gegen diese Auffassung ließe sich vielleicht einwenden, ob nicht in Franken das Hauptlager der pyritischen Grammoceraten höher liege als das der phosphoritischen Dumortierien, etwa so, daß jenes schon zum Dogger gehöre, dieses aber den obersten Lias darstelle. Ein solcher Einwand könnte sich, soweit ich sehe, nur darauf stützen, daß am Leyerberg die phosphoritischen *Dumortierien*-Schichten des obersten Lias wahrscheinlich, wie bei Hetzles, durch pyritreiche Schichten (Lage 1 (?) und 2) mit viel *G. aalense* und mit *G. fluitans, mactra,* cfr. *costulatum* und cfr. *subcomptum* überlagert sind. Er übersähe jedoch:

1. daß in Lage 2 unseres Profils zwar *G. aalense* sehr häufig vorkommt, die übrigen genannten *Grammoceras*-Formen aber nur teilweise und in verhältnismäßig geringer Anzahl;
2. daß *G. aalense* und die wenigen Vertreter der anderen Grammocerasarten vermischt sind mit typischen Leitversteinerungen der süddeutschen *Torulosum*-Schichten, wie *Lyt. torulosum, Lioc. opalinum* typ., *Bel. subclavatus, opalinus, Cerith. armata* usw.;
3. daß in dem die Lage 2 (und 1) wahrscheinlich unmittelbar unterteufenden Phosphorithorizont des Lias ober-ζ feingerippte Dumortierien (*D. Moorei*, cfr. cfr. *costula*, cfr. *Nicklesi*) nicht weit von Hetzles bei

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Großenbuch von ziemlich viel *Grammoceras*, wie *G. aalense*, cfr. *mactra* u. a. begleitet sind;

4. daß jede der beiden Fazies von ober-ζ vielerorts vom *Toarcense-striatulum*-Horizont (= mittel ζ) unterlagert wird, ohne daß mir eine Diskordanz aufgefallen wäre.

Dazu kommt, daß in meinem aus Grabungen gewonnenen Profil durch die Lias-Dogger-Grenze in der Ziegelei von Berg bei Neumarkt echte *Torulosum*-Schichten mit *Bel. subclavatus, opalinus, Astarte excavata, Voltzi, alta* unmittelbar unterlagert werden von der dort klassisch ausgebildeten, normal gelagerten Pyritfazies von ober-ζ. In dieser aber liegen zusammen mit den wiederholt genannten personenreichen *Grammoceras*spezies kennzeichnende Vertreter des obersten Lias wie *Lyt. hircinum, L. Pompeckji, Dumort. sparsicosta, costula, Pseudolioceras falcodiscus, Catulloceras* u. a. m. Es darf auch nicht außer Acht bleiben, daß die betreffenden *Grammoceras*formen dem obersten Lias angehören, wo sie, wie in Schwaben und Nordwestdeutschland, gemeinsam in großer Personenzahl auftreten.

Aus diesen Gründen kann es meiner Ansicht nach nicht zweifelhaft sein, daß im Frankenjura als Kennformen des Lias ober-ζ in der Phosphoritfazies vornehmlich Dumortierien, in der Pyritfazies Formen wie *Lyt. hircinum, Pompeckji, Dumort. sparsicosta* in Betracht kommen. Gewisse in der Pyritfazies von Lias ober-ζ personenreiche *Grammoceras*arten können aus dem Lias in den Dogger aufsteigen. Bei Hetzles ist das sicher für *G. aalense* und *G. mactra*, wahrscheinlich für die mit Vorbehalt gleichgestellten *G. subcomptum* und *costulatum*. Hier besitzt *G. aalense* sein Hauptlager bestimmt im tiefsten Dogger. Auch in der Forchheimer Gegend scheint sich ein Teil dieser Arten bei Pretzfeld, Buttenheim, Gunzendorf in den Dogger fortzusetzen.

Für die Kenntnis der Lias-Dogger-Grenze in Nordbayern bedeuten diese Feststellungen einen gewissen Fortschritt. Während es für GÜMBEL, v. AMMON, SCHLOSSER u. a. selbstverständlich war, sie nach schwäbischem Brauch für den gesamten Frankenjura zwischen *Aalense*- und *Opalinum*-Schichten zu ziehen, zeigen unsere Beobachtungen das Vorhandensein von Gebieten mit verschiedenem Verhalten. Wo im Bereich der verwaltenden Pyritfazies, wie in den Bezirken Neumarkt-Altdorf oder Amberg-Hirschau, die *Torulosum*-Schichten von den an Grammoceraten reichen *Hircinum-Sparsicosta*-Schichten, ähnlich wie in Schwaben und Teilen von Nordwestdeutschland, unmittelbar unter-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

lagert sind, besteht über die Grenze kaum ein Zweifel. Nicht so klar ist sie aber in jenen Teilen des nördlichen Frankenjuras ausgeprägt, wo die Phosphoritfazies vorherrscht, einmal weil *Gr. aalense*, begleitet von den übrigen, wenig zahlreich vertretenen Grammoceraten, bei Hetzles und vielleicht nördlich davon sein Hauptlager erst im *Torulosum*-Horizont hat; und ferner weil der *Torulosum*-Horizont unterlagert ist von Schichten mit feingerippten Dumortierien (*D. Moorei, pseudoradiosa, Bleicheri* u. a.) nebst wenig *Grammoceras*, die außerhalb Süddeutschlands vielfach schon zum Dogger bzw. zur Aalener-Stufe des Lias gerechnet werden. Um darüber urteilen zu können, sollen zum Vergleich die Verhältnisse anderer Gebiete in Kürze herangezogen werden.

In Schwaben mit seiner für das rechtsrheinische Deutschland klassischen Lias-Dogger-Grenze enthält Lias ober-ζ, besonders auch in der Boller Brekzie, nach ENGEL[40]) zwar eine Mischung der Grammoceraten (*G. aalense, subcomptum, costulatum*) sowohl mit grobgerippten Dumortierien (*D. sparsicosta, Munieri, Levesquei, striatulo-costata, falcofila*) als mit feinverzierten (*D. pseudoradiosa, subundulata* (BUCKM.), *suevica*), wie sie mir bisher in Franken nicht begegnet ist, weil hier in der Pyritfazies die feingerippten Dumortierien, in der Phosphoritfazies die *Grammoceras*-formen und die grobverzierten Dumortierien zurücktreten oder fehlen. Aber im großen ist das Ober-ζ beider Gebiete, soweit es sich übersehen läßt, ähnlich ausgebildet und geht nach oben, soviel bekannt ist, ohne Unterbrechung in die *Torulosum*-Schichten über. Auch diese stimmen in beiden Gebieten, soweit der bisherige Stand ihrer Erforschung erkennen läßt, im allgemeinen bedeutend überein, unterscheiden sich aber durch den Umstand, daß in Franken bei Hetzles und vielleicht auch weiter nördlich die ober-ζ Grammoceraten noch in Gesellschaft der typischen *Torulosum*-Fauna auftreten.

Für dieses langlebige Verhalten von *G. aalense, mactra, fluitans* usw. hat sich, wie schon betont wurde, hauptsächlich nur in Lothringen etwas Entsprechendes gefunden. Im übrigen scheinen mir die lothringer Verhältnisse auf Grund von BENECKES[41]) grundlegender Zusammen-

[40]) Württemb. Jahresh. 1894, Bd. 50, S. LI ff.; Geogn. Wegweis., 3. Aufl., S. 276ff.

[41]) Eisenerzformation a. a. O.; KLÜPFEL, Üb. d. Lothringer Jura. Diss. Straßb. 1918.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

fassung für einen Vergleich mit denen Frankens ziemlich ungeeignet trotz der vielen Anklänge, welche meine Versteinerungslisten[42]), gerade auch unter den feinverzierten Dumortierien, mit denen Beneckes (a. a. O. S. 445 ff.) aufweisen. Den Grund dafür sehe ich besonders darin, daß in Lothringen offenbar keine Schichtenfolge vorhanden ist, deren erdgeschichtliche Grenzen sich im Liegenden oder Hangenden mit der süddeutschen Lias-Dogger-Grenze in Einklang bringen lassen. Denn was in Lothringen als Schwarzes Lager (*Levesquei*-Schichten) bezeichnet wird, vertritt sehr wahrscheinlich ältere Teile des Lias ober-ζ. Auch das Braune Lager (*Kochi*-Schichten) scheint mir aus Mangel an feingerippten Dumortierien das jüngste ζ nicht ganz zu erreichen. Das so versteinerungsreiche Graue Lager aber enthält neben vielen Doggerarten eine große Anzahl von Formen, die hauptsächlich auf höchste Teile unseres phosphoritischen ober-ζ beschränkt sind, wie *Dum. pseudoradiosa, Bleicheri, subundulata, Nicklesi.* Erdgeschichtlich könnte es schon unterhalb der in Rede stehenden Grenze beginnen.

Ähnlichen Schwierigkeiten wie in Lothringen begegnen wir infolge gewisser Artenmischungen im Elsaß und einigen Teilen Nordwestdeutschlands. Im Elsaß[43]) scheinen die Verhältnisse besonders unklar zu sein, weil dort Schichten mit *Gramm. dispansum, Hammatoc. insigne* und *Lyt. Germaini*, die auf Grund dieser Arten keinesfalls über das untere Ober-ζ hinaufgehen, von Schichten mit *Dum. radiosa, Grammoc.* cfr. *aalense, Ast. Voltzi, Leda rostralis, Eutroch. duplicatus, Cerith. armata* u. a. gleichförmig überlagert werden, welche man als *Torulosum*-Schichten wegen ihrer an die süddeutsche *Torulosum*-Fauna lebhaft erinnernden Muschel-, Schnecken- usw. Faunula in den untersten Dogger gestellt hat. Erst darüber folgen klar horizontierbare *Torulosum*-Schichten mit *Lyt. torulosum, Lioc. opalinum, Gramm. aalense, Dum. radiosa* und *Trig. navis.* Im Elsaß scheint also, wie Janensch und Stolley hervorgehoben haben, der in Süddeutschland durch die Mischung von Dumortierien mit Grammoceraten gekennzeichnete oberste Lias (oberes Ober-ζ) gewissermaßen auszufallen. Stolley

[42]) Eine ausführlichere Arbeit über Gliederung und Versteinerungsführung des oberen Lias in gewissen Teilen des Frankenjuras befindet sich in Vorbereitung.

[43]) Vgl. Janensch, *Jurensis*-Sch. Abh. z. Geol. Spez.-Karte v. Els.-Lothr., N. F. V., S. 143 u. a.; Stolley, a. a. O. S. 323 ff.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

(a. a. O. S. 325) möchte dies so erklären, daß in den „*Torulosum*-Schichten" durch Vermengung von Arten des obersten Lias *(G. aalense)* und der bis ins obere α hinaufreichenden *Dum. radiosa* mit der *Torulosum*-Kleinfauna eine Verschmelzung der in Süddeutschland getrennten Faunenelemente der Grenzschichten stattfand, wobei die Vertretung des oberen Ober-ζ besonders in den Hintergrund rücken soll. Wenn man aus den Versteinerungslisten Beneckes (a. a. O. S. 445 ff.) ersieht, daß in dem benachbarten Lothringen *Ast. Voltzi, A. excavata, Pinna opalina, Pecten pumilus, demissus, Trig. formosa, Bel. breviformis, Cerith. armata* schon in mittel-ζ (= *Fallaciosum*-Schichten) vorkommen, ferner *Gervilleia subtortuosa, Hartmanni, Pecten lens, Gryphaea calceola, Cucullaea aalensis, Trig. navis, T. V-costata, Tancredia donaciformis, Ceromya aalensis, Pholadom. fidicula, Bel. opalinus (= Quenstedti)* u. a. in ober-ζ, daß also ein großer Teil der süddeutschen *Torulosum*-Fauna und sogar nach jüngere Faunenteile dort bereits im Lias vorhanden sind, so werde wenigstens ich die Vermutung nicht los, daß es sich auch in den „*Torulosum*-Schichten" des nahen Elsaß um ein entsprechend frühzeitiges Erscheinen solcher Faziesversteinerungen handeln könne. In diesem Falle wären die „*Torulosum*-Schichten" im Elsaß weiter nichts als oberster Lias mit der süddeutschen Vermischung von Dumortierien und Grammoceraten. Und es entspräche ebenfalls den lothringer Verhältnissen, daß *Dum. radiosa* und *Gr. aalense* über den Lias hinaus teils in die echte *Torulosum*-Zone, teils noch höher hinaufgehen.

In Nordwestdeutschland[44]) bestehen dort, wo infolge Fehlens der *Radiosa*-Schichten die Lias-Doggergrenze an der Oberkante der *Hircinum*-Schichten übereinstimmend mit Süddeutschland verhältnismäßig deutlich ausgeprägt ist, mit Franken neben gewissen Verschiedenheiten im ganzen, wie schon angedeutet wurde, ziemlich viele Anklänge. Von Unterschieden will ich, gestützt auf die oftgenannte Arbeit Stolleys, nur folgendes hervorheben. Im Lias ober-ζ von Gretenberg, Sehnde u. a. wird ein tieferer Horizont, worin zusammen mit den auch in Franken wahrscheinlich älteren Dumortierien *(D. Levesquei, striatulo-costata, aff. Brancoi)* anscheinend jüngere Formen auftreten *(D. sparsicosta, Munieri)* überlagert von echten *Hircinum*-Schichten mit *Lyt. hircinum* nebst seinem Gefolge von Grammoceraten *(G.*

[44]) Vgl. Stolley a. a. O.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

aalense, costulatum, subcomptum, mactra). In Franken hat dagegen *Dum. sparsicosta* das gleiche Lager wie *L. hircinum* und die *Grammoceras*-Formen. Von den im großen jüngeren feinverzierten Dumortierien nennt Stolley aus dem *Hircinum*-Lager nur *D. Moorei.* Bemerkenswert ist auch, daß *Pseudolioc. falcodiscus* dort schon in unter-ζ, in Franken und Schwaben dagegen erst in ober-ζ vorkommt, mithin als Zonenfossil nur örtliche Bedeutung besitzt.

Daß im Dogger α_1 nach G. Hoffmann[45]) bei Gretenberg *Grammoc. aalense* mit *Lioc. opalinum* vergesellschaftet ist, bildet einen fesselnden Anklang an das Hetzlesprofil. Vielleicht entspricht auch dem von Hoffmann (a. a. O. S. 10) genannten häufigen Vorkommen von *Pseudolioc. Beyrichi* bei Gretenberg faunenkundlich die Rolle des *Grammoc. lotharingicum var.* bei Hetzles. Des weiteren finden sich dort, wie in Teilen Frankens (Ettmannsdorf, Klardorf[46]), Neusig(?), aber auch Schwabens (Engel a. a. O. S. 261), im Verein mit *Lyt. torulosum* und *L. taeniatum* die Wohnkammern eines großwüchsigen Ammoniten *(Lyt. dilucidum?)* die, wie schon gesagt wurde, häufig mit guterhaltenen Versteinerungen, besonders wieder Ammoniten, erfüllt sind. Bemerkenswert ist auch, daß in Nordwestdeutschland erst im oberen Alpha *Lioc. opalinum* stattliche Größe, *Lyt. dilucidum* sogar den Höhepunkt seiner Entfaltung erreichen.

Besonderes Gewicht für die Deutung der Lias-Dogger-Grenze bei Hetzles, vielleicht auch in angrenzenden Teilen Nordfrankens, haben die im ganzen offenbar ziemlich miteinander übereinstimmenden Verhältnisse im außeralpinen Frankreich und in England.

In Frankreich beginnt die Aalener-Stufe nach dem Handbuch von Haug[47]) in klassischen Profilen der Normandie und des Languedocs (Südabfall der Larzac-Tafel) in Gestalt der Dumortierien-Schichten mit *D. pseudoradiosa, radiosa, radians, sparsicosta, Munieri* und *Catulloceras.* Darüber folgen die *Aalense*-Schichten mit *Grammoc. aalense, mactra, Eutroch. duplicatus, Eunema Capitanea, Ast. Voltzi, Nuc. Hammeri, Leda rostralis, Thecocyathus mactra* usw. Hiervon entsprechen die vom *Striatulum-Dispansum*-Lager unmittelbar unterteuften, *Catulloceras* führenden Dumor-

[45]) Stratigr. d. Unt. Doggers in Sehnde, S. 26.
[46]) Aus einer Bohrung.
[47]) Traité de Geol. II, 2, S. 959, 969 u. a.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

tierien-Schichten augenscheinlich dem süddeutschen Ober-ζ. Dagegen vertreten die *Aalense*-Schichten ähnlich wie bei Hetzles die *Torulosum*-Zone (α_1) oder Teile von dieser, weniger wegen des Zusammenkommens von *G. aalense* und *G. mactra* mit einer Muschel- und Schneckenfauna, deren Arten, wie schon betont, zwar in Süddeutschland namentlich die *Torulosum*-Zone kennzeichnen, aber in Lothringen (möglicherweise auch im Elsaß?) schon im Lias erscheinen, vielmehr wegen ihrer Überlagerung durch jüngeres α *(Tmetoceras scissum)*.

Noch enger sind die Entsprechungen mit der neuerdings in England üblichen Gliederung[48]), schon weil dort die Lias-Dogger-Grenze mit der süddeutschen ohne weiteres übereinstimmt. Denn in England kommt der unserem obersten fränkischen Lias gleichzustellende oberste Teil der oberen Thouars-Stufe (Toarcian) ebenfalls mit den Dumortierien-Schichten *(D. Moorei, subundulata, radiosa, pseudoradiosa, striatulo-costata, Brancoi, Hudlestonia serrodens, Catulloceras* usw.) zum Abschluß. Und darüber folgen, wie im Hetzlesprofil, die schon zum Dogger gestellten *Aalense*-Schichten der untersten Aalener-Stufe mit *Gr. aalense* und dem öfters genannten Grammoceratengefolge. Ein gewisser, nach meiner Ansicht unbedeutender Unterschied besteht darin, daß in den sehr sorgfältigen Profilen Buckmans und seiner Schüler[49]) die *Lioceras*-vertreter, ähnlich wie in Lage 1 meines Profils, im *Aalense*-Lager noch fehlen, während sie bei Hetzles im oberen Teil des *Aalense*-Lagers vermischt mit Grammoceraten auftreten.

Aus dieser knappen, für die gestellte Aufgabe genügenden Betrachtung scheint mir das eine ziemlich deutlich hervorzugehen: wo der Lias vom Dogger oder das Toarcien vom Aalénien gleichförmig überlagert ist, verdient bei Festlegung ihrer Grenze für große Teile von Mittel- und Westeuropa die Gattung *Dumortieria* offenbar den Vorzug vor *Grammoceras aalense* und seinem Gefolge. *Dumortieria* ist mit zahlreichen weitverbreiteten Arten in der Hauptsache auf den obersten Lias (ober-ζ) beschränkt. Besser als durch Formen wie *Lytoc. hircinum, Hudlestonia ser-*

[48]) Vgl. S. Buckman, Jurass. chronology, Quart. Jour. 1922, Bd. 78, IV, S. 453, und Handb. d. region. Geol., III, 1, Brit. Isles, S. 236, 238.

[49]) In Buckman, a. a. O. VIII, Appendices, S. 436 ff.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

rodens, ***Catulloceras*** u. a. wird die Oberkante des Lias durch eine Gemeinschaft feinverzierter Dumortierien angezeigt, wie *D. Moorei, D. pseudoradiosa, D. subundulata* usw. Es dürfte nur die Ausnahme von der Regel sein, wenn einzelne Vertreter wie *D. radiosa* mehr oder minder weit in die *Opalinum*-Stufe vorstoßen. Im Vergleich damit bildet *Gr. aalense* mit Gefolge *(G. subcomptum, mactra, costulatum, fluitans)* eine langlebige Gruppe, die durch den ganzen obersten Lias (ober-ζ) und Teile des untersten Doggers (α_1) hindurchreichen kann. Stratigraphisch ist diese Gruppe im großen wenig brauchbar, weil sie bald, wie in Schwaben oder Teilen Frankens und Nordwestdeutschland, auf den obersten Lias beschränkt zu sein scheint, bald wie in England und im außeralpinen Frankreich auf den tiefsten Dogger. In Lothringen und in gewissen anderen Teilen von Franken (Hetzles), möglicherweise auch im Elsaß, setzt sie sich vom Lias in den Dogger fort. *G. aalense* geht sogar, ähnlich wie *D. radiosa*, ausnahmsweise bis in die oberen *Opalinum*-Schichten hinauf. Als Leitfossilien sollten deshalb *G. aalense, subcomptum* usw. nur in solchen Einzelgebieten Verwendung finden, wo ihre senkrechte Verbreitung erforscht ist. Wo das nicht zutrifft, erscheint es gewagt, wenn nicht gefährlich, sie allein zur Altersstimmung zu verwenden.

Lage 3: Da sich die übrigen Cephalopoden aus bekannten Doggerformen zusammensetzen, verdient hier besondere Aufmerksamkeit nur das Vorkommen von *Grammoc. lotharingicum* var., *G.* cfr. *Harpoc.* sp. *Ben.* und *Lioc. undulatum*. Bemerkenswert ist namentlich *G. lotharingicum*, das mit einer von der Stammart wenig verschiedenen Form in Lage 2 erscheint, in 4 erlischt, in 3 aber so häufig auftritt, daß es bei Hetzles die gegebene Leitform dieses Horizontes darstellt. Im Verein mit *G. aalense* kennzeichnet es bei Hetzles die unteren *Torulosum*-Schichten. In Übereinstimmung mit diesem erdgeschichtlichen Befunde wird nun *G. lotharingicum* für Lothringen von Benecke (a. a. O. S. 401) aus dem oberen Stockwerk des Grauen Lagers angegeben, welch erstes außerdem von bezeichnenden α_1-Ammoniten soweit ich sehe *Lioc. opalinum* und *costosum*, *Grammoc. plicatellum* und *partitum* geliefert hat. Davon sind die beiden Lioceraten nebst einer dem *G. plicatellum* ähnlichen Form im unteren Teil unseres α_1 gleichfalls vertreten, vielleicht eine gewisse Betätigung für das, was ich S. 29 über die Altersstellung des Grauen Lagers ge-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

mutmaßt habe. — Von Bedeutung halte ich es in diesem Zusammenhange, daß *G. lotharingicum* in England nach einer früheren Angabe von S. BUCKMAN[50]) gleichfalls schon in der *Opalinum*-Zone vorkommt. Allerdings führt dieser Autor neuerdings *G. (Walkeria)* cfr. *lotharingicum* aus seinem großen Profil des Chideock Quarry-Hügels an der Küste von Süddorset an, wo es etwa 1 m unter der Oberkante der hier etwa 10 m starken *Aalense*-Schichten vorkommt. — Für das Lager des *Harp.* sp. gilt nach BENECKE (a. a. O. S. 401) das für *G. lotharingicum* Gesagte. — *Lioc. undulatum* tritt in England nach S. BUCKMAN[51]) erst in der *Scissi*-Hemera auf, die unserem mittleren α entsprechen mag.

Lage 4 bildet zusammen mit **5** das Hauptlager des *Lyt. torulosum* und *Lioc. opalinum*, mit **6** auch das des *Bel. subclavatus*. Erst hier, im oberen α_1, habe ich *Lyt. dilucidum* kennengelernt. In 6 zeigt sich diese Art in mangelhafter Erhaltung so häufig, daß sie als Kennform dieser Lage in Betracht kommt. Für Nordwestdeutschland wurde sie von STOLLEY erst aus dem oberen α angegeben, während sie nach G. HOFFMANN[52]) in Gretenberg, ähnlich wie in Franken bei Hetzles, kürzlich in den obersten Lagen der unteren *Opalinum*-Stufe in Menge gefunden wurde.

Lage 7. Hier äußert sich der plötzliche faunenkundliche Rückgang vor allem der Cephalopoden im Fehlen eigentlicher Leitversteinerungen, auch weil *Lyt. torulosum* und *Lioc. opalinum* nur durch kleine flachgedrückte Personen vertreten sind. Wegen ihres massenhaften Vorkommens habe ich deshalb *Leda Galathea* mut.? und *Ast. Voltzi* zur Kennzeichnung herangezogen.

Beiträge zur Formveränderlichkeit der Arten und zur Stammesgeschichte liefert das von mir untersuchte Material, schon wegen der vielfach dazu ungeeigneten Erhaltung, in kaum nennenswertem Maße. Denn die wirklich gut überlieferten unter den großwüchsigeren Muscheln und Schnecken sind nicht zahlreich genug, um sich für eine statistische Feststellung ihrer Formveränderlichkeit zu eignen, auch weil sie mir von

[50]) Inf. ool. Ammon., Teil 3—4, 1888, S. 199.
[51]) Inf. ool. Ammon., Suppl. 1898, S. XXXIX.
[52]) a. a. O., S. 32.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

anderen Fundorten Frankens in noch geringerer Anzahl oder in nicht brauchbarer Erhaltung vorliegen. Bei den Ammoniten ist das in guter Überlieferung wenig zahlreiche *Lytoceras subhircinum* vielleicht eine Mutante des wahrscheinlich älteren *Lyt. hircinum*. Eine ähnliche Möglichkeit könnte für *Grammoceras lotharingicum* var. und *Grammoc. aalense* bestehen, insofern jenes bei Hetzles zwar im obersten Lager des ihm ähnlichen *Gr. aalense* (Lage 2) erscheint, aber erst später (Lage 3 und 4) am häufigsten ist. Schon HAUG[53]) hatte diese beiden Arten für nahverwandt gehalten.

Was die erdgeschichtliche Dauer der *Torulosum*-Schichten betrifft, so wäre sie allein an der Mächtigkeit gemessen durchaus nicht gering. Denn mit ihrer Stärke von 8,5 m übertreffen sie beispielsweise den gesamten obersten Lias (ζ) allermindestens um das zwei- bis dreifache. Nehmen wir dagegen als Zeitmesser die Leitversteinerungen zu Hilfe, so erhalten wir ein bedeutend abweichendes Ergebnis. Auf ihrer Grundlage gliedert sich Lias ζ in gewissen Teilen Frankens, wie ich demnächst zeigen werde, ähnlich dem schwäbischen ζ (vgl. ENGEL, a. a. O. S. 276) in drei Zonen, nämlich von oben nach unten in

Dumortierien-Zone
Toarcense-striatulum-Zone
Sublineatum-Zone.

Im Vergleich damit scheint α_1 nur einer Zone, nämlich der des *Lytoceras torulosum* zu entsprechen. Während in den ζ-Zonen kein von mir gesammelter Leitammonit vorkommt, dessen Lebensdauer das Zeitmaß einer Zone überschreitet, desgleichen übrigens kein Belemnit, der in Süddeutschland durch mehr als zwei Zonen hindurchgeht, sehen wir außer *Lyt. torulosum* auch *Lioc. opalinum* und *Hastites subclavatus* in ganz α_1 verbreitet, *L. opalinum* (mindestens in Schwaben) sogar in α_2 und α_3 vorhanden. Mit diesem Maßstabe gemessen scheint die *Torulosum*-Zone an Dauer ungefähr nur einer der ζ-Zonen zu entsprechen. Es bezeugt den Scharfblick OPPELS, daß er dies schon damals erkannt hat. Diese Schätzung stände auch ganz

---

[53]) Gattung Harpoceras, Diss. Straßburg i. E., S. 88.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

gut im Einklang mit S. BUCKMANS[54]) Auffassung, welcher die den süddeutschen *Torulosum*-Schichten ungefähr gleichaltrige Schichtenfolge des englischen Juras in zwei Hemeren gliedert, dagegen den unserem ζ entsprechenden Teil des dortigen Lias in sechs solcher Unterzonen.

Danach würde sich die größere Mächtigkeit von α_1 und noch mehr von α_2 und α_3 durch schnellere Aufschüttung erklären. Die bedeutende Mächtigkeit der *Torulosum*-Schichten bei Hetzles dürfte auch den Grund bilden, warum sie sich in eine Anzahl von Unterzonen (= Hauptlagern) gliedern lassen. In dem wenig mächtigen fränkischen Lias ζ wird das selbst in den Dumortierienschichten in diesem Grade kaum möglich sein, während in gewissen Gegenden Englands, wo der oberste Lias eine überraschende Stärke besitzt, von S. BUCKMAN[55]) und seiner Schule die vorhin genannte, sehr eingehende Gliederung erzielt werden konnte.

Über die Wärmeverhältnisse des *Torulosum*-Meeres stehen, wie mir scheinen will, nicht viel und mehr mittelbare als unmittelbare Anhaltspunkte zur Verfügung. Bedenkt man, daß sich in Deutschland in einem zweifellos flachen, ziemlich abgeschlossenen Nebenmeer in dem langen Zeitraum vom unteren Lias bis in den unteren Dogger in den meisten Gegenden infolge mangelhafter Durchlüftung fast ununterbrochen dunkle, faulschlammreiche Gesteine bilden konnten, so erkennt man von vornherein, daß es sich während dieser Zeit um nicht kühle, geschweige denn kalte und im großen wohl auch ziemlich gleichmäßige Temperierung handelt. Für Franken scheinen mir die Verhältnisse folgendermaßen zu liegen. Im unteren und mittleren Lias Frankens äußert sich das offenbar ziemlich warme, vielleicht noch mäßig feuchte Klima des angrenzenden Festlandes im Rätolias durch das Vorkommen pflanzenführender bis ziemlich reicher, nicht selten buntgefärbter festländischer Sandsteine und Letten, später von teilweise oolithischen, an Brachiopoden und großwüchsigen Austern *(Gryphaea gigas)* reichen Kalksteinen (γ) sowie von oolithischen Roteisensteinen (δ). Dann (δ) vertiefte sich das Meer. Aber die strandnahen Ablagerungen des oberen Lias am Rande des Bayrischen Waldes verraten uns durch

[54]) Cert. jurass. strata of S. Dorset, Tab. 1. Chronology, Quart. Journ. 1910, Bd. 66, S. 55.

[55]) Jurass. Chronol., Quart. Journ. 1922, Bd. 78, Teil IV, S. 378ff.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

ihre ocker-gelbbraune Färbung, die lebhaft teils an den Angulaten-, teils an den Doggersandstein erinnert, ferner durch die immer wieder eingeschalteten Bänke von Kalkstein und durch gelegentliche Oolithführung eine Fortdauer des ziemlich warmen Festlandsklimas. In der Zeit des wahrscheinlich in der Hauptsache äolisch aufgeschütteten Doggersandsteins (β) ist dieses ziemlich trocken geworden, wie aus des ersten Beschaffenheit hervorgeht. Für unseren Meeresteil ergäbe sich daraus im unteren und mittleren Lias annähernd ein ziemlich warmes, später, also auch noch in der *Torulosum*-Zone, ein ziemlich warmes bis warm gemäßigtes Klima. Es sei hinzugefügt, daß im mittleren Dogger zur Zeit der Hauptoolithbildung das ziemlich warme Trockenklima der β-Zeit, wohl in Verbindung mit gewissem Wärmeanstieg, andauerte. Im oberen Dogger und untersten Malm eröffnete sich dann eine Verbindung mit dem borealen Meer, was infolge Zustroms von Kühl- oder Kaltwasser jene mindestens örtliche Verschlechterung des Meeresklimas bewirkte, von der zum einen Teil der ziemlich schnelle Rückgang der Austern, Brachiopoden usw. und der Oolithbildung, zum anderen die starke Glaukonitbildung Zeugnis ablegen. Das Malmmeer unterschied sich in der Hauptmasse seiner Gesteine so wesentlich vom Lias und Dogger, weil es dank seiner immer besser werdenden ozeanischen Zusammenhänge gut durchlüftet und außerdem infolge der auf dem Festland stattgefundenen Temperaturerhöhung kräftig erwärmt war, was einen mächtigen Aufschwung schalenabscheidender Lebewesen zur Folge hatte[56]).

Noch mehr bleibt man auf ähnliche, nur mittelbare Rückschlüsse bei der Beurteilung der Küstenferne unseres Gebietes angewiesen. Die anscheinend durchaus normale Beschaffenheit der *Opalinum*-Schichten in den dem Alten Gebirge zunächst gelegenen Vorkommen, also bei Burgkundstadt, Bayreuth, Schnabelwaid, Amberg, Schwandorf, Burglengenfeld und Tegernheim läßt erkennen, daß die Küste wahrscheinlich ein gutes Stück östlicher gelegen hatte. Zwischen Hirschau und Tegernheim, wo sie in der Nähe des Urgebirges teilweise sogar unmittelbar an diesem erhalten sind, müssen sie früher auf dieses übergegriffen haben. Vollkommen klar sieht man das auch im Boden-

[56]) Vgl. Pompeckj, Die Bedeutung d. Schwäb. Jura f. d. Erdgeschichte, 1914, S. 49.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

wöhrer Becken, weil sich hier die bereits am Westrand des Alten Gebirges teilweise klastischen Liasgesteine infolge grabenartigen Einbruches heute noch über 15 km nach Osten verfolgen lassen. Noch weiter müssen also die *Opalinum*-Schichten nach Osten gegangen sein.

Nach der langen Abtragung in Perm, Trias und Lias mag das angrenzende Festland den Meeresspiegel in der *Torulosum*-Zeit nur noch wenig überragt haben. Wir entnehmen das auch dem Umstande, daß selbst das klastische Material des küstennahen Lias im Bodenwöhrer Becken nach oben immer feinkörniger wird. Da überdies aus dem jüngeren Lias und der *Opalinum*-Zeit anscheinend keine deutlichen Anzeichen stärkerer Bewegungen des Festlandes vorliegen, dürfen wir uns vielleicht die Vorstellung machen, daß dieses in α_1 von einer Flachküste umsäumt war, von der das flachgeböschte Strandgebiet allmählich in den schlickbedeckten, wohl ziemlich ebenen, in α_1 ziemlich reich besiedelten Meeresgrund überging. Im weiteren Verlauf von α wurde unser Meeresbecken durch Auflagerung mächtiger Tonmassen augenscheinlich stark zugefüllt, wie in α_3 aus dem Auftreten strandnaher Konglomerat- und Muschelbänke am Westrande des Frankenjuras gefolgert werden könnte. Schon in Ober-α machen sich auch Anzeichen eines Klimawechsels geltend durch Einlagerung von sehr fein- und gleichmäßig körnigem, offenbar äolisch bedingtem Material von Quarzsand. Im Verlauf von β beteiligte sich dieser Wüstensand, wie wir ihn wohl ruhig bezeichnen dürfen, in hervorragendem Maße am Aufbau des Doggersandsteins, dessen nach Gümbel in der Schnabelwaider Gegend über 100 m betragende Mächtigkeit sich vielleicht durch langsame Senkung des Meeresbodens[57]) erklärt, besonders weil uns m. W. bis jetzt keinerlei eindeutige Anzeichen von Hebung des Festlandes und als Folge davon eines Vorrückens des Strandes nach Westen bekannt sind.

Biologischer Teil.

(Hierzu bionomischer Querschnitt).

Es ist notwendig, wie bei der Zusammensetzung der *Torulosum*-Fauna so auch für ihre biologischen Erscheinungen und Zusammenhänge stets zu berücksichtigen, daß ihre Verteilung auf die Lagen 1—7 nur die Verhältnisse in

[57]) Vgl. Pompeckj, Die Bedeutung d. Schwäb. Jura usw., S. 59.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

unserem [illegible] Profil [illegible] Gesteinsfolge zum Ausdruck bringt. Schon in seiner Nachbarschaft können in der einen oder anderen Lage etwas abweichende Verhältnisse herrschen. Selbst Hauptgrenzen hat dies in einem lithologisch von oben bis unten ziemlich gleichartigen Gestein wie dem in Rede stehenden wahrscheinlich darin, daß die Arten an verschiedenen Stellen verschieden zahlreich waren und ferner der größte Teil der Personen infolge seiner freien Beweglichkeit in der Jugend oder später seinen Aufenthaltsort häufig wechselte. Selbst die Standorte der sitzenden Arten waren schon wegen der für sie geringen, später zu besprechenden Siedlungsmöglichkeiten sehr dem Zufall ausgesetzt und darum ebenfalls nicht ortsbeständig. Aus diesen Gründen müssen sich Zusammensetzung und Verteilung der Bevölkerung in wagerechter wie senkrechter Richtung in jeder einzelnen Lage, aber auch durch ganz α_1 fortlaufend geändert haben. Auch die Leitversteinerungen konnten sich in ihrem Mutterhorizont nicht anders verhalten. Sie treten deshalb an dieser Stelle in Masse auf, an jener selten und fehlen an anderen vollständig. Wir brauchen diese bekannten Tatsachen, zunächst um die Unterbrechungen biologisch richtig zu deuten, die uns bei der Verteilung zahlreicher Organismen innerhalb von α_1 begegnen. Wenn beispielsweise eine sonst so personenreiche Art wie *Posidonia Suessi* in Lage 1—5 und 7 vorkommt, jedoch in 6 fehlt, so ist es so gut wie sicher, daß sie in 6 irgendwo seitlich von unserem Profil vorhanden oder sogar in diesem infolge seltenen Auftretens übersehen worden sind. Ähnliches gilt im Falle der *Cerithinella armata*, die in 2, 4 bis 5 und 7 nachgewiesen wurde und wahrscheinnur aus den genannten Gründen in 3 und 6 vermißt wird, oder für *Belemnites opalinus*, an dessen Vorkommen in 3 und 5 (Tab. 1) kein Zweifel bestehen kann. Auf solche Weise erklärt es sich auch, weshalb z. B. reguläre Seeigel und Seesterne (Tab. 2), die ihrer Beute doch wahrscheinlich während des größten Teiles von α_1 nachstellten, nur in einer oder wenigen Lagen des Profils beobachtet wurden. Auf obigen Gründen mag es auch beruhen, wenn Schlosser, wie schon in anderem Zusammenhang erwähnt wurde (a. a. O. S. 542), von dem einzigen Wittelshofen am Hesselberg (wahrscheinlich aus α_1) allein acht verschiedene Formen von *Pleurotomaria*, vom ziemlich nahen Pretzfeld bei Ebermannstedt drei Arten von *Turritella* aufführte, die unser Profil sämtlich vermissen läßt. Anderseits fehlen

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Bionomischer Querschnitt[1]).

Nekro- und Pseudoplankton: Holz (Gagat) — *Pentacrinus jurensis (?), Pentacrinus württembergicus (?).*

Plankton und Nekton.

	Schwimmer	Dünnschalige Schweber und Schwimmer (?)	
Belemniten	*Hastites subclavatus*	*Phylloceras* cfr. *heterophyllum*	*Grammoceras lotharingicum* var.
	Megateuthis opalina	*Lytoceras subhircinum*	„ aff. *plicatello*
	Megateuthis sp. cfr. *rhenana*	*Lytoceras torulosum*	„ cfr. *Harpoceras* sp.
	Brachybelus breoiformis	*Lytoceras dilucidum*	*? Harpoceras* sp. nov.
	Odontobelus cfr. *tripartitus crassus*	*Grammoceras aalense*	*? Dumortieria* sp.
	Odontobelus brevirostris	„ cfr. *costulatum*	*Lioceras opalinum*
	Cuspiteuthis acuaria macer	„ cfr. *subcomptum*	„ *opalinum* var. *costosa*
		„ *fluitans*	„ *comptum*
		„ *mactra*	„ cfr. *opalinum* var. *costosa*
Fische (Gehörsteine mehrerer Arten; Koprolithen voll *Alaria subpunctata)*		*Cristellaria* ex aff. *rotulatae-cultratae-pauperatae*	Über dem Boden schwebend oder auf Algenrasen kriechend ?
		Nodosaria div. sp.	

Benthos (Bodenbewohner).

Beweglich	Freiliegend	Angeheftet mit Byssus	Aufgewachsen
Dentalina sp. cfr. *agglutinans**)	*Posidonia Suessi*	*Pinna* sp. aff. *fissae*	*Webbina* cfr. *irregularis*
Dentalina div. alt. sp.*)	*Inoceramus* cfr. *amygdaloides*	*Pecten (Amussium)* cfr. *pumilus*	*Spongia* gen. et sp. ind.
Vaginulina sp.*)	*Inoceramus* aff. *amygdaloidi*	mit Stiel	*Thecocyathus mactra*
Marginulina sp.*)	*Pecten (Chlamys) textorius torulosi*	*Discina papyracea*	*Thecocyathus tintinnabulum*
Spiroloculina sp. cfr. *concentrica**)	*Nucula Hammeri*		*Serpula* sp. nov. ?
cfr. *Ophiotrix* sp. (Seestern-Stacheln)	*Nucula* sp.		„ cfr. *tetragona*
Asterias cfr. *prisca*			„ sp.
Cidaris striospina			
Cidaris sp.			
cfr. *Cidaris* sp. I			

Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Ambotreya tenuistria
Eutrochus duplicatus
Turritella opalina
Cerithinella armata
Cerithinella sp.
Alaria subpunctata
Trochus sp.
Eutrochus sp.
Turbo sp.*)
? Turbo sp.*)
Phasianella sp. No. 1*)
Phasianella sp. No. 2*)
? Natica sp.*)
Pseudomelania leyerbergensis
Alaria sp. No. 1
Alaria sp. No. 2
? Alaria sp.
*Microhelix W. Pfeifferi**)
Actaeonina sp. No. 1*)
„ sp. No. 2*)
„ sp. No. 3*)
Cypris No. 1—4
Malacostraca div. gen. et sp. ind.

Cucullaea inaequivalvis[2])
Astarte Voltzi
„ *subtetragona*
„ *alta*

Schlickbewohner (subbenthonisch)

Im Schlicke steckend: *Pholadomya* cfr. *fidicula; Dentalium* cfr. *elongatum, Dentalium* cfr. *limatulum, Dentalium* aff. *liasico, Dentalium* sp. No. 1, 2.
Schlick fressend: Ringelwürmer (verschiedene Arten ?).

[1]) Bei den mit Fragezeichen (?) versehenen Formen ist der Lebensraum zweifelhaft.
[2]) Ziemlich dickschalig, deutlich verziert und vorwiegend wagerecht eingebettet, deshalb wahrscheinlich freiliegend.
*) Kleinformen, die vielleicht auf Algenbeeten und -büscheln gelebt haben.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

in Schlossers Versteinerungsliste auffallenderweise gerade unsere personenreichsten Muschelarten (*Posidonia Suessi* und *Leda Galathea* mut?).

Auf der anderen Seite kann es der fortwährende Ortswechsel vieler Individuen im Verein mit anderen Ursachen natürlich auch mit sich bringen, daß sie in gewissen Gegenden oder an bestimmten Stellen längere Zeit hindurch mannigfaltig in Menge beisammen leben. In solchen Fällen kann sich an einer Lokalität ein vergleichsweise vollständiges Bild der gesamten Lebewelt eines Horizontes ergeben. Vielleicht läßt sich dies mit den genannten Einschränkungen auch von der Hetzlesfauna annehmen.

Was die biologischen Verhältnisse der Bevölkerung unseres Meeresteiles betrifft, so empfiehlt es sich, zuerst auf die Frage nach den Voraussetzungen ihres Lebens einzugehen. Im freien Wasser haben sich Zusammensetzung und Nährstoffgehalt augenscheinlich ziemlich normal verhalten. Wenigstens sind die Schwimmer und Schweber in Lage 1 bis 4 bzw. 5 größtenteils fast normalwüchsig. Dagegen besteht die Bodenfauna vorherrschend aus den fast kleinwüchsigen Arten, deren Vergesellschaftung in Süddeutschland an vielen Stellen den *Torulosum*-Horizont so leicht kenntlich macht. Es wäre m. E. verkehrt, sie — etwa mit Hinweis auf den schädlichen Einfluß der im Bodenwasser ziemlich reichlich enthaltenen Schwefellösungen — im ganzen als eine Zwergfauna zu deuten. Denn was sich hier vereinigt zeigt, gehört fast ausschließlich zu Gattungen wie *Nucula, Leda, Cucullaea, Astarte, Cerithinella, Turritella, Alaria* u. a., die teils, wie *Nucula* und *Leda*, an sich nicht groß werden oder, wie die anderen genannten, zu den noch kleinwüchsigen erdgeschichtlichen Anfängen ihres Stammes gehören. Ebensowenig läßt sich der ziemlich kleine Wuchs der Bodenbewohner allein mit dem Hinweis auf die im ziemlich stillen Wasser und auf Tongrund herrschenden, weniger günstigen Ernährungsverhältnisse begründen. Einer solchen Ansicht würde schon ihre ganz ansehnliche Mannigfaltigkeit widersprechen. Der tiefere Grund liegt vielmehr in dem ganzen Gepräge des *Opalinum*-Meeres als ziemlich flaches und abgeschlossenes, schlecht durchlüftetes Wasserbecken, auf dessen Boden sich die organischen Sinkstoffe infolge mangelhafter Zersetzung unter Bildung von Faulschlamm ansammelten und so auf das Bodenleben gewissermaßen hemmend einwirkten, wozu vielleicht auch die

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

großenteils einförmig tonige Beschaffenheit des Grundes, möglicherweise auch, in einer heute allerdings noch schwer wägbaren physiologischen Verknüpfung damit, seine dunkle Farbe beigetragen haben könnte.

Die Frage nach der Beschaffenheit des Meeresgrundes ist in diesem Zusammenhange besonders wichtig, weil sein Charakter entscheidenden Einfluß auf fast alle Lebensverhältnisse namentlich der bodenbewohnenden Tierwelt ausübt. Er tut das in solchem Maße, daß wir es fast umgekehrt versuchen dürfen, aus gewissen Merkmalen des toten Gesteines und namentlich seiner Versteinerungen, d. h. aus der fossilen Gesamtfazies gewisse Rückschlüsse zu ziehen auf allerlei Besonderheiten des einstmals lebenden Bodens. Das *Torulosum*-Gestein ist, wie der lithogenetische Abschnitt gezeigt hat, entstanden durch Auflagerung von festländischem Ton und Durchdringung dieses mit organischem Stoff: seinen unmittelbaren Abkömmlingen in Gestalt von Schalen und den in Wechselwirkung mit Sediment und Meeressalzen erzeugten mittelbaren in Gestalt von Pyrit und Phosphat. Außerdem scheint sich ein Teil des biogenen Kalkes gelöst und nach Durchdringung des Tones zur Bildung des Tonmergels geführt zu haben. Die früher mitgeteilten chemischen Analysen lassen nun ersehen, daß das heutige Gestein in verschiedenen Lagen gleichmäßig beschaffen ist. Ein gleiches dürfen wir auch für das ursprüngliche Sediment annehmen. Dementsprechend finden wir, daß in der Groß- wie Kleinfauna viele Arten aus zweifellos faziesempfindlichen Gruppen, wie Foraminiferen und Schnecken, durch alle oder doch einen großen Teil der Lagen hindurchgehen. Weiter muß die Zufuhr des Tones verhältnismäßig schnell erfolgt sein. Wir können das zunächst daraus schließen, daß die zarten Schalen der Ammoniten, aber auch anderer Formen, meistens so schnell flach- oder plattgedrückt wurden, daß sie sich nicht mit Schlick füllen konnten; ferner daraus, daß alle Anzeichen von bohrender Tätigkeit, die eine gewisse Zeit erfordert hätte, zu fehlen scheinen, und vor allem auch, wie schon gesagt wurde, aus dem Umstande, daß sich die Zufuhr des über 8 m starken Materiales im Laufe der einen *(Torulosum-)*Zone abspielte. Seine dunkle Färbung erhielt das Gestein als faulschlammartiges Sediment durch Bitumina und vor allem durch das unter der Einwirkung sich zersetzender organischer Substanz im eisenschüssigen Sediment ausgefällte

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Eisensulfid, das sich durch Abgabe von Schwefelwasserstoff in Pyrit umsetzte. Wie verhältnismäßig schnell sich diese Umsetzung teilweise vollzogen hat, lassen uns die Ammoniten der Lagen 1 und 2 erkennen, deren Luftkammern einen Kieskern aufweisen, weil bei ihnen die Pyritbildung eher eintrat als die Zusammendrückung. Im oberen Teil von α_1 ließ diese Art von Anhäufung des Pyrits trotz unverminderten Reichtums an Organismen auffallenderweise entweder nach oder hörte vollständig auf, nachdem sie übrigens bereits im *Lytoceras sublineatum*- und *Lyt. hircinum*-Horizont des obersten Lias (unter-ζ und ober-ζ) ihren Höhepunkt errreicht hatte.

Was nun den Festigkeitsgrad des Meeresbodens betrifft, so bildet die stattliche Anzahl von freiliegenden Muscheln, besonders der ziemlich dickschaligen *Nucula-*, *Leda-*, *Cucullaea-* und *Astarte*-Formen zusammen mit den größeren freibeweglichen Schnecken aus den Gattungen *Amberleya*, *Eutrochus*, *Turritella*, *Cerithinella* und *Alaria* einen Hinweis darauf, daß jener nicht aus breiartigem Meeresschlamm (= Modder) bestand. Denn in solchem wären diese ziemlich kleinwüchsigen Tiere versunken. Wahrscheinlich handelte es sich um Schlickgrund, der einerseits fest genug war, um kleine Schalenreste, tote Schneckenhäuschen u. a. zu tragen, auf denen sich mit Vorliebe die spitzkegelförmige Einzelkoralle *Thecocyathus tintinnabulum* ansiedelte. Anderseits war er locker genug, um von der auf den Boden des vergleichsweise flachen Meeresteiles hinabreichenden Wasserbewegung aufgerührt zu werden. Wenigstens glaube ich nur durch die häufige Trübung, die das Bodenwasser auf diese Weise erlitt, das im allgemeinen seltene Vorkommen von Seelilien und Moostierchen sowie das vollständige Fehlen der noch im obersten Lias nicht seltenen schloßtragenden Brachiopoden erklären zu können. Mit der offenbar reichlichen Tonzufuhr wird man ihr Fernbleiben schwerlich begründen wollen.

Über die Ablagerungstiefe des Sediments läßt sich kaum etwas Befriedigendes vorbringen. Ohne Frage handelt es sich um einen eher seichten als tiefen Meeresteil. Die von mir versuchsweise ins Auge gefaßte Einwirkung der Meeres-, und zwar der Wellenbewegung, würde eine ganz ungefähre untere Tiefengrenze von 100 *m* ergeben, wenn überhaupt eine Zahl genannt werden soll. Aus dem Kalkgehalt des Tones läßt sich keinerlei Schätzung ableiten. Die Bevölkerung weist durch ihren Reichtum

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

an bodenbewohnenden und pflanzenfressenden Organismen gleichfalls auf nicht bedeutende Tiefe hin. Wenn wir zur Schätzung dieser absehen von der seit Lias γ nur wenig veränderten Zusammensetzung und Größe der Foraminiferen und der wesentlichen Beteiligung der teilweise ziemlich dickschaligen Muscheln sowie der zumeist reichverzierten Großschnecken, möchte man sogar eher an einen vergleichsweise seichten Teil des ohnedies unter den Begriff der heutigen „Flachsee" fallenden Liasrandmeeres denken. In Franken scheint mir dieses übrigens auf Grund des Vorkommens mannigfaltiger Muschelfaunen, sei es im Lias ε oder in Dogger α, im oberen Lias noch verhältnismäßig am tiefsten gewesen zu sein, wo Muscheln mit dickeren Schalen fehlen. Im Vergleich damit dürfte in der *Opalinum*-Stufe ein allmähliches Seichterwerden stattgefunden haben.

Der Bevölkerung dieses Meeresteiles war unter diesen ganzen Umständen eine bestimmte Zusammensetzung biologisch vorgezeichnet. Es fehlen ihr, um hier nur das Verneinende zu betonen, Radiolarien, Schwämme, Hydrozoën, koloniebildende Korallen und schloßtragende Brachiopoden. Bryozoën (an anderen Fundorten) und Seelilien sind spärlich vertreten. Bezeichnenderweise vermißt man auch *Nautilus*. Da diese Gattung auch sonst den *Opalinum*-Schichten Frankens anscheinend fremd ist, in den Tonhorizonten des Lias in Franken und Schwaben aber nur typen- und personenarm[38]) gefunden wurde, hingegen in den Kalksteinplatten des fränkischen und schwäbischen Lias γ und γ/δ häufig gesammelt wird, m. W. auch sonst überwiegend tonige Gesteine gern gemieden hat, darf man sie wegen dieser offenbaren Abhängigkeit von der Bodenfazies für den Lias vielleicht als vorherrschend bodenbewohnend betrachten. Es ist von Bedeutung, daß dieser Befund mit den bisherigen Beobachtungen am heutigen Nautilus im Einklang steht.

Auch abgesehen von obigen Lücken war das Leben in α_1 zu einem Zeitpunkt wahrscheinlich durchaus nicht so reich, wie es etwa beim ersten Anblick meiner Tabellen scheinen könnte. Man muß beachten, daß hier jeweils die Versteinerungen einer ganzen Lage aufgezählt sind.

[38]) Unter den Tausenden von Kieskernen, die mir bei Untersuchung der Pyritfazies von Lias ober-ζ um Berg bei Neumarkt durch die Hände gingen, habe ich im ganzen nur drei solche, und zwar von nur einer *Nautilus*art beobachtet.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Würde man aber bei einzelnen Schichtflächen die Anzahl der auf ihnen gelegenen Formen prüfen, so käme natürlich viel weniger heraus. Und selbst wenn man eine solche alte Bodenfläche über einen größeren Raum untersuchte, dürfte sie schwerlich die Mannigfaltigkeit zeigen, wie eine unserer „Lagen", weil diese einen Ausschnitt aus einer großen Anzahl solcher Flächen darstellen. Von diesem Gesichtspunkt aus darf man die Besiedlung des α_1-Meeres zwar als personenreich, aber doch ziemlich einförmig, wenn verhältnismäßig typenarm, bezeichnen.

Wovon lebte die Fauna dieses Meeres? Da die Anzahl der Fleischfresser ziemlich gering ist — nach allem Anschein kommen dafür in Betracht sieben Arten von Belemniten, ein Seestern, vielleicht noch drei reguläre Seeigel und wahrscheinlich einige Formen höherer Krebse — bestand sie vorzugsweise aus Tieren, die sich von schalenlosen Lebewesen und ihren Zerfallsstoffen, hauptsächlich von Mikroorganismen, nährten, unter denen natürlich die Mikropflanzen bei weitem am häufigsten waren. Nach seinem Absterben sank dieses zunächst für die Schweber so wichtige Pflanzen- und Tierplankton in Massen auf den Grund. Hier konnte es aber infolge der früher angenommenen Sauerstoffarmut unseres Meeres nur langsam zersetzt werden. Infolgedessen mußten sich auf dem Meeresboden fortwährend nicht unbedeutende Mengen von Eiweiß und Fett ansammeln, die nur zum Teil von den Bodentieren verzehrt wurden. Das übrige ging in Fäulnis über und gab so den Anstoß zu der lithogenetisch bedeutsamen Ausfällung von Pyrit und Kalk. Gleichzeitig führte die Zersetzung größerer Leichen zur Bildung der Pyrit- und Phosphoritknollen und -steinkerne, wie uns die Bewachsung von Ammoniten-Kieskernen mit *Serpula* sp. nov.(?) erkennen läßt.

Die namentlich für die späteren Betrachtungen grundlegende Frage nach der Verteilung der Tiere im *Torulosum*-Meer möchte ich versuchsweise durch eine profilartige Übersicht beantworten (Bionomischer Querschnitt), soweit es nach Maßgabe unserer noch lückenhaften einschlägigen Kenntnis und mehr oder minder wahrscheinlichen Annahmen (Belemniten, Ammoniten u. a.) möglich ist. Selbstverständlich bin ich mir darüber klar, daß die dafür gewählte Bezeichnung „Bionomischer Querschnitt" beanstandet werden kann, weil sie eigentlich nur auf die Verteilung der zu einem Zeitpunkt lebenden Organismen Anwendung finden sollte. Im vorliegenden Falle wäre das

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

jedoch nur ein obendrein schwer zu erfassender Teil der Fauna, während es mir darauf ankommt, ein Gesamtbild der Verteilung aller mir bekannt gewordenen erwachsenen Formen zu geben.

Aus dem Querschnitt geht hervor, daß die Bodenbewohner, wie zu erwarten ist, stark in der Mehrzahl und am mannigfaltigsten zusammengesetzt sind. Sie machen ungefähr zwei Drittel aller Formen aus. Auch die Schwimmer und Schweber sind ziemlich zahlreich, wenn wir alle Ammoniten und mit besonderem Vorbehalt auch einige symmetrisch gebaute durchbohrte Foraminiferen, vor allen Dingen die in gewissem Sinne ammonitenähnlichen Cristellarien, dazu rechnen. Verhältnismäßig unbedeutend ist die Anzahl der Schlickbewohner und kaum nennenswert die zum Pseudo- und Nekroplankton zählenden Vertreter. Von den nektonischen Arten habe ich mit NAEFF[59]) die Belemniten mit verlängertem Rostrum, wie *Hastites subclavatus*, als besonders schnelle Schwimmer des offenen Meeres aufgefaßt. Die Bodenbewohner setzen sich in der Mehrzahl aus freibeweglichen Formen zusammen. Unter ihnen überwiegen kleinwüchsige Elemente, wie Foraminiferen, Kleinschnecken und Muschelkrebse, die vielfach auf Algenrasen beobachtet werden. Erheblich geringer ist selbstverständlich die Anzahl der freiliegenden, lediglich auf die Muscheln beschränkten Schalen. Noch mehr treten die aufgewachsenen Arten zurück. Und bezeichnend ist namentlich auch die bescheidene, arten- wie personenarme Rolle der angehefteten Tiere, die an Arten und erst recht an Personen von den Schlickbewohnern übertroffen werden.

Nach diesen Bemerkungen über allgemeinere biologische Voraussetzungen und Verhältnisse gehe ich zu einer kurzen Betrachtung des biologisch Fesselnden über, das uns die einzelnen Tiergruppen bieten.

Die Foraminiferen treten in ähnlichem Beisammensein und mit ähnlicher Größe auf wie in bestimmten Tonmergeln des Lias, aber auch in gewissen Kalksteinen der ozeanischen Trias (Hallstätter Kalksteine u. a.), bieten also nichts Besonderes. Dagegen sind die Korallen durch die beiden, in Schwaben schon in den

[59]) D. fossilen Tintenfische, Jena 1922, S. 192.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

wöhrer Becken, weil sich hier die bereits am Westrand des Alten Gebirges teilweise klastischen Liasgesteine infolge grabenartigen Einbruches heute noch über 15 km nach Osten verfolgen lassen. Noch weiter müssen also die *Opalinum*-Schichten nach Osten gegangen sein.

Nach der langen Abtragung in Perm, Trias und Lias mag das angrenzende Festland den Meeresspiegel in der *Torulosum*-Zeit nur noch wenig überragt haben. Wir entnehmen das auch dem Umstande, daß selbst das klastische Material des küstennahen Lias im Bodenwöhrer Becken nach oben immer feinkörniger wird. Da überdies aus dem jüngeren Lias und der *Opalinum*-Zeit anscheinend keine deutlichen Anzeichen stärkerer Bewegungen des Festlandes vorliegen, dürfen wir uns vielleicht die Vorstellung machen, daß dieses in α_1 von einer Flachküste umsäumt war, von der das flachgeböschte Strandgebiet allmählich in den schlickbedeckten, wohl ziemlich ebenen, in α_1 ziemlich reich besiedelten Meeresgrund überging. Im weiteren Verlauf von α wurde unser Meeresbecken durch Auflagerung mächtiger Tonmassen augenscheinlich stark zugefüllt, wie in α_3 aus dem Auftreten strandnaher Konglomerat- und Muschelbänke am Westrande des Frankenjuras gefolgert werden könnte. Schon in Ober-α machen sich auch Anzeichen eines Klimawechsels geltend durch Einlagerung von sehr fein- und gleichmäßig körnigem, offenbar äolisch bedingtem Material von Quarzsand. Im Verlauf von β beteiligte sich dieser Wüstensand, wie wir ihn wohl ruhig bezeichnen dürfen, in hervorragendem Maße am Aufbau des Doggersandsteins, dessen nach Gümbel in der Schnabelwaider Gegend über 100 m betragende Mächtigkeit sich vielleicht durch langsame Senkung des Meeresbodens[57]) erklärt, besonders weil uns m. W. bis jetzt keinerlei eindeutige Anzeichen von Hebung des Festlandes und als Folge davon eines Vorrückens des Strandes nach Westen bekannt sind.

Biologischer Teil.

(Hierzu bionomischer Querschnitt).

Es ist notwendig, wie bei der Zusammensetzung der *Torulosum*-Fauna so auch für ihre biologischen Erscheinungen und Zusammenhänge stets zu berücksichtigen, daß ihre Verteilung auf die Lagen 1--7 nur die Verhältnisse in

[57]) Vgl. Pompeckj, Die Bedeutung d. Schwäb. Jura usw., S. 59.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

unserem engbegrenzten Profil oder Gesteinspfeiler zum Ausdruck bringt. Schon in seiner Nachbarschaft können in der einen oder anderen Lage etwas abweichende Verhältnisse herrschen. Seinen Hauptgrund hat dies in einem lithologisch von oben bis unten ziemlich gleichartigen Gestein wie dem in Rede stehenden vorwiegend darin, daß die Arten an verschiedenen Stellen verschieden zahlreich waren und ferner der größte Teil der Personen infolge seiner freien Beweglichkeit in der Jugend oder später seinen Aufenthaltsort häufig wechselte. Selbst die Standorte der sitzenden Arten waren schon wegen der für sie geringen, später zu besprechenden Siedlungsmöglichkeiten sehr dem Zufall ausgesetzt und darum ebenfalls nicht ortsbeständig. Aus diesen Gründen müssen sich Zusammensetzung und Verteilung der Bevölkerung in wagerechter wie senkrechter Richtung in jeder einzelnen Lage, aber auch durch ganz α_1 fortlaufend geändert haben. Auch die Leitversteinerungen konnten sich in ihrem Mutterhorizont nicht anders verhalten. Sie treten deshalb an dieser Stelle in Masse auf, an jener selten und fehlen an anderen vollständig. Wir brauchen diese bekannten Tatsachen, zunächst um die Unterbrechungen biologisch richtig zu deuten, die uns bei der Verteilung zahlreicher Organismen innerhalb von α_1 begegnen. Wenn beispielsweise eine sonst so personenreiche Art wie *Posidonia Suessi* in Lage 1—5 und 7 vorkommt, jedoch in 6 fehlt, so ist es so gut wie sicher, daß sie in 6 irgendwo seitlich von unserem Profil vorhanden oder sogar in diesem infolge seltenen Auftretens übersehen worden sind. Ähnliches gilt im Falle der *Cerithinella armata*, die in 2, 4 bis 5 und 7 nachgewiesen wurde und wahrscheinnur aus den genannten Gründen in 3 und 6 vermißt wird, oder für *Belemnites opalinus*, an dessen Vorkommen in 3 und 5 (Tab. 1) kein Zweifel bestehen kann. Auf solche Weise erklärt es sich auch, weshalb z. B. reguläre Seeigel und Seesterne (Tab. 2), die ihrer Beute doch wahrscheinlich während des größten Teiles von α_1 nachstellten, nur in einer oder wenigen Lagen des Profils beobachtet wurden. Auf obigen Gründen mag es auch beruhen, wenn Schlosser, wie schon in anderem Zusammenhang erwähnt wurde (a. a. O. S. 542), von dem einzigen Wittelshofen am Hesselberg (wahrscheinlich aus α_1) allein acht verschiedene Formen von *Pleurotomaria*, vom ziemlich nahen Pretzfeld bei Ebermannstedt drei Arten von *Turritella* aufführte, die unser Profil sämtlich vermissen läßt. Anderseits fehlen

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Bionomischer Querschnitt[1]).

Nekro- und Pseudoplankton: Holz (Gagat) — *Pentacrinus jurensis (?), Pentacrinus württembergicus (?).*

Plankton und Nekton.

Schwimmer

Belemniten:
- *Hastites subclavatus*
- *Megateuthis opalina*
- *Megateuthis* sp. cfr. *rhenana*
- *Brachybelus breoiformis*
- *Odontobelus* cfr. *tripartitus crassus*
- *Odontobelus brevirostris*
- *Cuspiteuthis acuaria macer*

Fische (Gehörsteine mehrerer Arten; Koprolithen voll *Alaria subpunctata)*

Dünnschalige Schweber und Schwimmer (?)

- *Phylloceras* cfr. *heterophyllum*
- *Lytoceras subhircinum*
- *Lytoceras torulosum*
- *Lytoceras dilucidum*
- *Grammoceras aalense*
- „ cfr. *costulatum*
- „ cfr. *subcomptum*
- „ *fluitans*
- „ *mactra*
- *Grammoceras lotharingicum* var.
- „ aff. *plicatello*
- „ cfr. *Harpoceras* sp.
- *? Harpoceras* sp. nov.
- *? Dumortieria* sp.
- *Lioceras opalinum*
- „ *opalinum* var. *costosa*
- „ *comptum*
- „ cfr. *opalinum* var. *costosa*

- *Cristellaria* ex aff. *rotulatae-cultratae-pauperatae*
- *Nodosaria* div. sp.

Über dem Boden schwebend oder auf Algenrasen kriechend ?

Benthos (Bodenbewohner).

Beweglich

- *Dentalina* sp. cfr. *agglutinans**)
- *Dentalina* div. alt. sp.*)
- *Vaginulina* sp.*)
- *Marginulina* sp.*)
- *Spiroloculina* sp. cfr. *concentrica**)
- cfr. *Ophiotrix* sp. (Seestern-Stacheln)
- *Asterias* cfr. *prisca*
- *Cidaris striospina*
- *Cidaris* sp.
- cfr. *Cidaris* sp. I

Freiliegend

- *Posidonia Suessi*
- *Inoceramus* cfr. *amygdaloides*
- *Inoceramus* aff. *amygdaloidi*
- *Pecten (Chlamys) textorius torulosi*
- *Nucula Hammeri*
- *Nucula* sp.
- *Leda rostralis*[2])

Angeheftet

mit Byssus

- *Pinna* sp. aff. *fissae*
- *Pecten (Amussium)* cfr. *pumilus*

mit Stiel

- *Discina papyracea*

Aufgewachsen

- *Webbina* cfr. *irregularis*
- *Spongia* gen. et sp. ind.
- *Thecocyathus mactra*
- *Thecocyathus tintinnabulum*
- *Serpula* sp. nov. ?
- „ cfr. *tetragona*
- „ sp.
- *Ostrea* sp. (?)

Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Amberleya tenuistria
Eutrochus duplicatus
Turritella opalina
Cerithinella armata
Cerithinella sp.
Alaria subpunctata
Trochus sp.
Eutrochus sp.
Turbo sp.*)
? *Turbo* sp.*)
Phasianella sp. No. 1*)
Phasianella sp. No. 2*)
? *Natica* sp.*)
Pseudomelania leyerbergensis
Alaria sp. No. 1
Alaria sp. No. 2
? *Alaria* sp.
*Microhelix W. Pfeifferi**)
Actaeonina sp. No. 1*)
„ sp. No. 2*)
„ sp. No. 3*)
Cypris No. 1—4
Malacostraca div. gen. et sp. ind.

Cucullaea inaequivalvis[2])
Astarte Voltzi
„ *subtetragona*
„ *alta*

Schlickbewohner (subbenthonisch)

Im Schlicke steckend: *Pholadomya* cfr. *fidicula; Dentalium* cfr. *elongatum, Dentalium* cfr. *limatulum, Dentalium* aff. *liasico, Dentalium* sp. No. 1, 2.
Schlick fressend: Ringelwürmer (verschiedene Arten ?).

---

[1]) Bei den mit Fragezeichen (?) versehenen Formen ist der Lebensraum zweifelhaft.
[2]) Ziemlich dickschalig, deutlich verziert und vorwiegend wagerecht eingebettet, deshalb wahrscheinlich freiliegend.
*) Kleinformen, die vielleicht auf Algenbeeten und -büscheln gelebt haben.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

in Schlossers Versteinerungsliste auffallenderweise gerade unsere personenreichsten Muschelarten (*Posidonia Suessi* und *Leda Galathea* mut?).

Auf der anderen Seite kann es der fortwährende Ortswechsel vieler Individuen im Verein mit anderen Ursachen natürlich auch mit sich bringen, daß sie in gewissen Gegenden oder an bestimmten Stellen längere Zeit hindurch mannigfaltig in Menge beisammen leben. In solchen Fällen kann sich an einer Lokalität ein vergleichsweise vollständiges Bild der gesamten Lebewelt eines Horizontes ergeben. Vielleicht läßt sich dies mit den genannten Einschränkungen auch von der Hetzlesfauna annehmen.

Was die biologischen Verhältnisse der Bevölkerung unseres Meeresteiles betrifft, so empfiehlt es sich, zuerst auf die Frage nach den Voraussetzungen ihres Lebens einzugehen. Im freien Wasser haben sich Zusammensetzung und Nährstoffgehalt augenscheinlich ziemlich normal verhalten. Wenigstens sind die Schwimmer und Schweber in Lage 1 bis 4 bzw. 5 größtenteils fast normalwüchsig. Dagegen besteht die Bodenfauna vorherrschend aus den fast kleinwüchsigen Arten, deren Vergesellschaftung in Süddeutschland an vielen Stellen den *Torulosum*-Horizont so leicht kenntlich macht. Es wäre m. E. verkehrt, sie — etwa mit Hinweis auf den schädlichen Einfluß der im Bodenwasser ziemlich reichlich enthaltenen Schwefellösungen — im ganzen als eine Zwergfauna zu deuten. Denn was sich hier vereinigt zeigt, gehört fast ausschließlich zu Gattungen wie *Nucula, Leda, Cucullaea, Astarte, Cerithinella, Turritella, Alaria* u. a., die teils, wie *Nucula* und *Leda*, an sich nicht groß werden oder, wie die anderen genannten, zu den noch kleinwüchsigen erdgeschichtlichen Anfängen ihres Stammes gehören. Ebensowenig läßt sich der ziemlich kleine Wuchs der Bodenbewohner allein mit dem Hinweis auf die im ziemlich stillen Wasser und auf Tongrund herrschenden, weniger günstigen Ernährungsverhältnisse begründen. Einer solchen Ansicht würde schon ihre ganz ansehnliche Mannigfaltigkeit widersprechen. Der tiefere Grund liegt vielmehr in dem ganzen Gepräge des *Opalinum*-Meeres als ziemlich flaches und abgeschlossenes, schlecht durchlüftetes Wasserbecken, auf dessen Boden sich die organischen Sinkstoffe infolge mangelhafter Zersetzung unter Bildung von Faulschlamm ansammelten und so auf das Bodenleben gewissermaßen hemmend einwirkten, wozu vielleicht auch die

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

größtenteils einförmig tonige Beschaffenheit des Grundes, möglicherweise auch, in einer heute allerdings noch schwer wägbaren physiologischen Verknüpfung damit, seine dunkle Farbe beigetragen haben könnte.

Die Frage nach der Beschaffenheit des Meeresgrundes ist in diesem Zusammenhange besonders wichtig, weil sein Charakter entscheidenden Einfluß auf fast alle Lebensverhältnisse namentlich der bodenbewohnenden Tierwelt ausübt. Er tut das in solchem Maße, daß wir es fast umgekehrt versuchen dürfen, aus gewissen Merkmalen des toten Gesteines und namentlich seiner Versteinerungen, d. h. aus der fossilen Gesamtfazies gewisse Rückschlüsse zu ziehen auf allerlei Besonderheiten des einstmals lebenden Bodens. Das *Torulosum*-Gestein ist, wie der lithogenetische Abschnitt gezeigt hat, entstanden durch Auflagerung von festländischem Ton und Durchdringung dieses mit organischem Stoff: seinen unmittelbaren Abkömmlingen in Gestalt von Schalen und den in Wechselwirkung mit Sediment und Meeressalzen erzeugten mittelbaren in Gestalt von Pyrit und Phosphat. Außerdem scheint sich ein Teil des biogenen Kalkes gelöst und nach Durchdringung des Tones zur Bildung des Tonmergels geführt zu haben. Die früher mitgeteilten chemischen Analysen lassen nun ersehen, daß das heutige Gestein in verschiedenen Lagen gleichmäßig beschaffen ist. Ein gleiches dürfen wir auch für das ursprüngliche Sediment annehmen. Dementsprechend finden wir, daß in der Groß- wie Kleinfauna viele Arten aus zweifellos faziesempfindlichen Gruppen, wie Foraminiferen und Schnecken, durch alle oder doch einen großen Teil der Lagen hindurchgehen. Weiter muß die Zufuhr des Tones verhältnismäßig schnell erfolgt sein. Wir können das zunächst daraus schließen, daß die zarten Schalen der Ammoniten, aber auch anderer Formen, meistens so schnell flach- oder plattgedrückt wurden, daß sie sich nicht mit Schlick füllen konnten; ferner daraus, daß alle Anzeichen von bohrender Tätigkeit, die eine gewisse Zeit erfordert hätte, zu fehlen scheinen, und vor allem auch, wie schon gesagt wurde, aus dem Umstande, daß sich die Zufuhr des über 8 m starken Materiales im Laufe der einen *(Torulosum-)*Zone abspielte. Seine dunkle Färbung erhielt das Gestein als faulschlammartiges Sediment durch Bitumina und vor allem durch das unter der Einwirkung sich zersetzender organischer Substanz im eisenschüssigen Sediment ausgefällte

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Eisensulfid, das sich durch Abgabe von Schwefelwasserstoff in Pyrit umsetzte. Wie verhältnismäßig schnell sich diese Umsetzung teilweise vollzogen hat, lassen uns die Ammoniten der Lagen 1 und 2 erkennen, deren Luftkammern einen Kieskern aufweisen, weil bei ihnen die Pyritbildung eher eintrat als die Zusammendrückung. Im oberen Teil von α_1 ließ diese Art von Anhäufung des Pyrits trotz unverminderten Reichtums an Organismen auffallenderweise entweder nach oder hörte vollständig auf, nachdem sie übrigens bereits im *Lytoceras sublineatum*- und *Lyt. hircinum*-Horizont des obersten Lias (unter-ζ und ober-ζ) ihren Höhepunkt errreicht hatte.

Was nun den Festigkeitsgrad des Meeresbodens betrifft, so bildet die stattliche Anzahl von freiliegenden Muscheln, besonders der ziemlich dickschaligen *Nucula-*, *Leda-*, *Cucullaea-* und *Astarte*-Formen zusammen mit den größeren freibeweglichen Schnecken aus den Gattungen *Amberleya, Eutrochus, Turritella, Cerithinella* und *Alaria* einen Hinweis darauf, daß jener nicht aus breiartigem Meeresschlamm (= Modder) bestand. Denn in solchem wären diese ziemlich kleinwüchsigen Tiere versunken. Wahrscheinlich handelte es sich um Schlickgrund, der einerseits fest genug war, um kleine Schalenreste, tote Schneckenhäuschen u. a. zu tragen, auf denen sich mit Vorliebe die spitzkegelförmige Einzelkoralle *Thecocyathus tintinnabulum* ansiedelte. Anderseits war er locker genug, um von der auf den Boden des vergleichsweise flachen Meeresteiles hinabreichenden Wasserbewegung aufgerührt zu werden. Wenigstens glaube ich nur durch die häufige Trübung, die das Bodenwasser auf diese Weise erlitt, das im allgemeinen seltene Vorkommen von Seelilien und Moostierchen sowie das vollständige Fehlen der noch im obersten Lias nicht seltenen schloßtragenden Brachiopoden erklären zu können. Mit der offenbar reichlichen Tonzufuhr wird man ihr Fernbleiben schwerlich begründen wollen.

Über die Ablagerungstiefe des Sediments läßt sich kaum etwas Befriedigendes vorbringen. Ohne Frage handelt es sich um einen eher seichten als tiefen Meeresteil. Die von mir versuchsweise ins Auge gefaßte Einwirkung der Meeres-, und zwar der Wellenbewegung, würde eine ganz ungefähre untere Tiefengrenze von 100 m ergeben, wenn überhaupt eine Zahl genannt werden soll. Aus dem Kalkgehalt des Tones läßt sich keinerlei Schätzung ableiten. Die Bevölkerung weist durch ihren Reichtum

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

an bodenbewohnenden und pflanzenfressenden Organismen gleichfalls auf nicht bedeutende Tiefe hin. Wenn wir zur Schätzung dieser ausgehen von der seit Lias γ nur wenig veränderten Zusammensetzung und Größe der Foraminiferen und der wesentlichen Beteiligung der teilweise ziemlich dickschaligen Muscheln sowie der zumeist reichverzierten Großschnecken, möchte man sogar eher an einen vergleichsweise seichten Teil des ohnedies unter den Begriff der heutigen „Flachsee" fallenden Liasrandmeeres denken. In Franken scheint mir dieses übrigens auf Grund des Vorkommens mannigfaltiger Muschelfaunen, sei es im Lias δ oder in Dogger α, im oberen Lias noch verhältnismäßig am tiefsten gewesen zu sein, wo Muscheln mit dickeren Schalen fehlen. Im Vergleich damit dürfte in der *Opalinum*-Stufe ein allmähliches Seichterwerden stattgefunden haben.

Der Bevölkerung dieses Meeresteiles war unter diesen ganzen Umständen eine bestimmte Zusammensetzung biologisch vorgezeichnet. Es fehlen ihr, um hier nur das Verneinende zu betonen, Radiolarien, Schwämme, Hydrozoën, koloniebildende Korallen und schloßtragende Brachiopoden. Bryozoën (an anderen Fundorten) und Seelilien sind spärlich vertreten. Bezeichnenderweise vermißt man auch *Nautilus*. Da diese Gattung auch sonst den *Opalinum*-Schichten Frankens anscheinend fremd ist, in den Tonhorizonten des Lias in Franken und Schwaben aber nur typen- und personenarm[58]) gefunden wurde, hingegen in den Kalksteinplatten des fränkischen und schwäbischen Lias γ und γ/δ häufig gesammelt wird, m. W. auch sonst überwiegend tonige Gesteine gern gemieden hat, darf man sie wegen dieser offenbaren Abhängigkeit von der Bodenfazies für den Lias vielleicht als vorherrschend bodenbewohnend betrachten. Es ist von Bedeutung, daß dieser Befund mit den bisherigen Beobachtungen am heutigen Nautilus im Einklang steht.

Auch abgesehen von obigen Lücken war das Leben in α_1 zu einem Zeitpunkt wahrscheinlich durchaus nicht so reich, wie es etwa beim ersten Anblick meiner Tabellen scheinen könnte. Man muß beachten, daß hier jeweils die Versteinerungen einer ganzen Lage aufgezählt sind.

[58]) Unter den Tausenden von Kieskernen, die mir bei Untersuchung der Pyritfazies von Lias ober-ζ um Berg bei Neumarkt durch die Hände gingen, habe ich im ganzen nur drei solche, und zwar von nur einer *Nautilus*art beobachtet.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Würde man aber bei einzelnen Schichtflächen die Anzahl der auf ihnen gelegenen Formen prüfen, so käme natürlich viel weniger heraus. Und selbst wenn man eine solche alte Bodenfläche über einen größeren Raum untersuchte, dürfte sie schwerlich die Mannigfaltigkeit zeigen, wie eine unserer „Lagen", weil diese einen Ausschnitt aus einer großen Anzahl solcher Flächen darstellen. Von diesem Gesichtspunkt aus darf man die Besiedlung des α_1-Meeres zwar als personenreich, aber doch ziemlich einförmig, weil verhältnismäßig typenarm, bezeichnen.

Wovon lebte die Fauna dieses Meeres? Da die Anzahl der Fleischfresser ziemlich gering ist — nach allem Anschein kommen dafür in Betracht sieben Arten von Belemniten, ein Seestern, vielleicht noch drei reguläre Seeigel und wahrscheinlich einige Formen höherer Krebse — bestand sie vorzugsweise aus Tieren, die sich von schalenlosen Lebewesen und ihren Zerfallsstoffen, hauptsächlich von Mikroorganismen, nährten, unter denen natürlich die Mikropflanzen bei weitem am häufigsten waren. Nach seinem Absterben sank dieses zunächst für die Schweber so wichtige Pflanzen- und Tierplankton in Massen auf den Grund. Hier konnte es aber infolge der früher angenommenen Sauerstoffarmut unseres Meeres nur langsam zersetzt werden. Infolgedessen mußten sich auf dem Meeresboden fortwährend nicht unbedeutende Mengen von Eiweiß und Fett ansammeln, die nur zum Teil von den Bodentieren verzehrt wurden. Das übrige ging in Fäulnis über und gab so den Anstoß zu der lithogenetisch bedeutsamen Ausfällung von Pyrit und Kalk. Gleichzeitig führte die Zersetzung größerer Leichen zur Bildung der Pyrit- und Phosphoritknollen und -steinkerne, wie uns die Bewachsung von Ammoniten-Kieskernen mit *Serpula* sp. nov.(?) erkennen läßt.

Die namentlich für die späteren Betrachtungen grundlegende Frage nach der Verteilung der Tiere im *Torulosum*-Meer möchte ich versuchsweise durch eine profilartige Übersicht beantworten (Bionomischer Querschnitt), soweit es nach Maßgabe unserer noch lückenhaften einschlägigen Kenntnis und mehr oder minder wahrscheinlichen Annahmen (Belemniten, Ammoniten u. a.) möglich ist. Selbstverständlich bin ich mir darüber klar, daß die dafür gewählte Bezeichnung „Bionomischer Querschnitt" beanstandet werden kann, weil sie eigentlich nur auf die Verteilung der zu einem Zeitpunkt lebenden Organismen Anwendung finden sollte. Im vorliegenden Falle wäre das

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

jedoch nur ein obendrein schwer zu erfassender Teil der Fauna, während es mir darauf ankommt, ein Gesamtbild der Verteilung aller mir bekannt gewordenen erwachsenen Formen zu geben.

Aus dem Querschnitt geht hervor, daß die Bodenbewohner, wie zu erwarten ist, stark in der Mehrzahl und am mannigfaltigsten zusammengesetzt sind. Sie machen ungefähr zwei Drittel aller Formen aus. Auch die Schwimmer und Schweber sind ziemlich zahlreich, wenn wir alle Ammoniten und mit besonderem Vorbehalt auch einige symmetrisch gebaute durchbohrte Foraminiferen, vor allen Dingen die in gewissem Sinne ammonitenähnlichen Cristellarien, dazu rechnen. Verhältnismäßig unbedeutend ist die Anzahl der Schlickbewohner und kaum nennenswert die zum Pseudo- und Nekroplankton zählenden Vertreter. Von den nektonischen Arten habe ich mit NAEFF[59]) die Belemniten mit verlängertem Rostrum, wie *Hastites subclavatus*, als besonders schnelle Schwimmer des offenen Meeres aufgefaßt. Die Bodenbewohner setzen sich in der Mehrzahl aus freibeweglichen Formen zusammen. Unter ihnen überwiegen kleinwüchsige Elemente, wie Foraminiferen, Kleinschnecken und Muschelkrebse, die vielfach auf Algenrasen beobachtet werden. Erheblich geringer ist selbstverständlich die Anzahl der freiliegenden, lediglich auf die Muscheln beschränkten Schalen. Noch mehr treten die aufgewachsenen Arten zurück. Und bezeichnend ist namentlich auch die bescheidene, arten- wie personenarme Rolle der angehefteten Tiere, die an Arten und erst recht an Personen von den Schlickbewohnern übertroffen werden.

Nach diesen Bemerkungen über allgemeinere biologische Voraussetzungen und Verhältnisse gehe ich zu einer kurzen Betrachtung des biologisch Fesselnden über, das uns die einzelnen Tiergruppen bieten.

Die Foraminiferen treten in ähnlichem Beisammensein und mit ähnlicher Größe auf wie in bestimmten Tonmergeln des Lias, aber auch in gewissen Kalksteinen der ozeanischen Trias (Hallstätter Kalksteine u. a.), bieten also nichts Besonderes. Dagegen sind die Korallen durch die beiden, in Schwaben schon in den

[59]) D. fossilen Tintenfische, Jena 1922, S. 192.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Tonmergeln des obersten Lias (ober-ζ) vorhandenen ältesten Arten der Gattung *Thecocyathus* vertreten, die an den immerhin nachgiebigen Schlickboden in der Weise angepaßt waren, daß sich das spitzkegelförmige *T. tintinnabulum* mit seiner Spitze, das schüsselförmige *T. mactra* mit der Mitte seiner ziemlich flachen Unterfläche auf Schalentrümmern von Ammoniten, Muscheln usw. oder dem Gewinde kleiner Schnecken anheftete. Es ist deshalb nicht ganz zutreffend, wenn DEECKE[60]) Formen mit breiter und flacher Unterseite, wie *Palaeocyclus*, *Microcyclus* u. a., die offenbar dem Schlick selbst aufruhten, biologisch den genannten Arten ohne Vorbehalt an die Seite stellt. An anderen Stellen Frankens ist übrigens *T. tintinnabulum* ziemlich formveränderlich. Wo es, wie bei Neusig unfern Waischenfeld oder bei Gunzendorf unweit Buttenheim, in Gesellschaft von *Berenicea*-Kolonien und viel *Serpula* div. sp. ziemlich häufig auf großen Schalentrümmern von *Lyt.* cfr. *dilucidum* vorkommt, kann es sich durch alle Grade der Vergrößerung seiner Anwachsfläche soweit ändern, daß es zylindrische Gestalt mit obendrein verbreiterter Unterseite annimmt. Von einem der genannten Fundorte, dessen Namen mir nicht mehr genau erinnerlich ist, sah ich den für diese Art augenscheinlich seltenen Fall der altertümlichen intrakalizinalen Knospung in Gestalt von mehreren kalkigen Zellen, die in gerader Richtung ineinandersteckten. Ich glaube nicht, daß es sich angesichts der Seltenheit dieses Vorkommens empfiehlt, das Höhenwachstum in diesem Falle allein durch das Bestreben des Tieres zu erklären, nicht im Schlamme zu versinken.

Unter den Röhrenwürmern findet sich die zierliche *Serpula* sp. nov.(?) einzeln oder verschlungen und stets gesellig auf Schalentrümmern, auf der runzligen Deckschicht der *Thecocyathus*arten, ferner auf den Schalen und Kieskernen von Ammoniten und merkwürdigerweise gerade auf der Seitengegend von Belemnitenrostren. — Bei den Stachelhäutern überrascht die kleine Gestalt und geringe Anzahl der Seelilien, wenn man sich erinnert, daß in Franken noch der Tonmergelschlick des Lias γ-Meeres wahre Rasen normalwüchsiger Seelilien trug, aus denen vielerorts, wie am Erlanger Ratsberg, dicke Platten von aus Stiel- und Kronengliedern aufgebautem Krinoiden-Kalk-

[60]) Palaeont. Betracht. V, Üb. Korallen. N. Jahrb. f. Min. 1913, II, S. 184.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

stein hervorgegangen sind. Im Lias δ werden die Seelilien seltener und in ε und ζ gewöhnlich nur vereinzelte Stielstücke und -glieder gefunden. Kronenplättchen scheinen in diesen Horizonten besonders selten zu sein. Dieser Befund widerspräche also nicht der Annahme, daß ein Teil der *Pentacrinus*-Arten des jüngeren Lias pseudoplanktonisch geworden sei. Eigentümlich berührt nur der kleine Wuchs der α_1-Vertreter. Denn falls diese pseudoplanktonisch waren, hätten sie doch entsprechend den Schwebern eher normale als kleine Gestalt besessen.

Von den Muscheln bieten in diesem Abschnitt nur *Ostrea* und *Trigonia* etwas Bemerkenswertes. Austern konnten sich natürlich nur auf tragfähiger Unterlage ansiedeln, lieben auch trübes Wasser nicht und erscheinen deshalb in α_1 gewöhnlich spärlich. Bei Hetzles wurde denn auch nur eine Klappe, und zwar in der kalksteinartigen Schalenbrekzie der Lage 6, angetroffen, was kennzeichnend ist. Ob die Klappe angewachsen war, konnte ich nicht feststellen. Ebensowenig war mir dies in der *Trigonia navis*-Platte (ober-α) von Nieder-Mirsberg (nordwestlich Ebermannstadt) möglich, einer konglomeratischen, durch Kalksandstein verkitteten Schalenbrekzie, in der eine kleine Auster in Menge und, wohl in biologischem Zusammenhange mit dem bedeutenden Pyritgehalt der Platte, nur in kleinen Klappen vorkommt, während Begleitformen, wie *Nucula Hammeri, Pecten (Camptonectes) lens* u. a. durchaus normalwüchsig sind. Auch in den versteinerungsreichen Knollen des α_1 von Ettmannsdorf (westlich Schwandorf) konnte ich über die Lebensweise nichts Sicheres ermitteln, obwohl es sich dort im Kalkstein, also unter günstigen Lebensvoraussetzungen, um eine großwüchsige Austernart handelt. Falls diese überhaupt festgewachsen war, kann es sich nur um eine auffallend kleine Anwachsfläche handeln. Im Gegensatz dazu trägt ein anderer Knollen, der auf der einen Seite mit großen aufeinanderliegenden Schalenstücken eines offenbar großwüchsigen Ammoniten *(Lytoceras dilucidum?)* bedeckt ist und deswegen wohl einen Teil des Wohnkammer-Steinkerns dieser Art bildet, auf dieser Schale im Verein mit Serpeln und Bryozoën eine ganze Kolonie von mittelgroßen, ziemlich gewölbten, augenscheinlich nur rechten Klappen einer von der obigen verschiedenen, vor allem breitaufgewachsenen Auster, bei denen als Wirkung des Aufwachsens die bekannte exogyrenartige

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Drehung[61]) der Wirbelgegend eingetreten ist. Auch das kennzeichnende Fehlen von *Trigonia* im α_1 Frankens erklärt sich wohl aus der besprochenen Ungunst der Lebensverhältnisse unseres Meeresteiles. In gewissem Gegensatz zu Schwaben, wo diese Gattung im oberen α durch mehrere normalwüchsige Arten vertreten wird, hat sie sich in Franken auch in diesem Horizont bis jetzt nur örtlich in Gestalt der einen *Trig. navis*[61a]) gefunden (vereinzelt bei Weissenburg i. B., an der Waldlücke am Leyerberg und bei Auerbach, nach C. Dorn häufig bei Nieder-Mirsberg und im Eschlipper-Tal unweit Ebermannstadt sowie bei Zeubach östlich Waischenfeld) und selbst in dem für diese ergiebigsten Vorkommen von Nieder-Mirsberg wie die erwähnte Auster in höchstens mittelwüchsigen Personen.

Als durchaus freibewegliche Tiere fesseln uns die aufgeführten Schnecken trotz ihres Formenreichtums paläobiologisch verhältnismäßig weniger als die übrigen bisher gestreiften Gruppen. Auffallend scharf trennen sich bei ihnen die mittelgroßen Arten von den Kleinformen. Vielleicht erklärt sich dies durch die schon ausgesprochene Vermutung, daß diese letzten zusammen mit einem großen Teil der anderen Kleinformen als Bewohner von Beeten und Büscheln von Algen gewissermaßen eine engere Lebensgemeinschaft bildeten. Im Anklang an die Muscheln sind auch die Schnecken bei Hetzles insgesamt durch höchstens knapp mittelgroße Arten vertreten. Morphologisch setzen sie sich auch mehr im einzelnen ziemlich mannigfaltig zusammen. Neben altertümlichen Typen wie der scheibenförmigen *Discohelix*, der kreiselförmigen, an anderen Fundorten nicht fehlenden *Pleurotomaria*, den kegelartigen *Amberleya* und *Trochus*, lebten aufblühende Geschlechter wie die eiförmigen *Phasianella* und *Microhelix*, die zylindrische *Actaeonina* und die turmförmigen *Cerithinella*, *Turritella* und *Alaria*. Davon trägt diese trotz ihres m. W. erst im oberen Lias erfolgten Erscheinens an der Außenlippe bereits lange Fortsätze, welche sich nach Deecke[62]) zuerst auf weichem Grunde offenbar als Schutz gegen Versinken

[61]) Vgl. Douvillé, Bull. soc. géol. Fr. 1910. 4. Ser., Bd. 10, S. 635—36, und Dacqué, Vergleich. biolog. Formenkunde, Berlin 1921, S. 343.

[61a]) Vgl. C. Dorn, Sitz.-Ber. phys.-med. Soc. Erlangen, Bd. 52/53, 1920/21, S. 5.

[62]) a. a. O. IX, Über Gastrop., N. Jahrb. 1916, Beil.-Bd. 40, S. 770.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

im Schlick ausgebildet haben. Auf welche Besonderheiten der Lage 5 es zurückzuführen ist, daß *Pseudomelania leyerbergensis* nur in ihr und gleich so zahlreich angetroffen wurde, wird sich kaum ermitteln lassen. Da jedoch im Bereich unseres Profils in die Lage 5 überhaupt der Lebensgipfel der Kleintiere fällt, mögen das Emporkommen jener und das Optimum dieser auf die gleiche Ursache zurückgehen. Möglicherweise kommt dafür u. a. ein besonders üppiges Gedeihen der die Kleinfauna anscheinend beherbergenden Bodenflora in Betracht. Läge der Grund in einer plötzlichen Vermehrung des Pflanzenplanktons, so müßte dies bei den erhaltenen Schwebern und Schwimmern entsprechend zum Ausdruck kommen, worauf aber nichts hinzudeuten scheint.

Wenn früher von dem fast normalen Wuchs der Ammoniten bei Hetzles die Rede war, so bezog sich das nur auf ihre Größenverhältnisse in dem größeren *Torulosum*-Meere Süddeutschlands. Im Vergleich mit der Größe beispielsweise der Harpoceraten der fränkischen *Bronni*-Kalksteinplatten, gewisser Liaskalksteine der Ostalpen oder der kalkigen *Murchisonae*-Schichten im Wutachgebiet können sie als nur gut halbwüchsig bezeichnet werden. Darin zeigen sie also gleichfalls eine gewisse Beeinflussung durch die obengenannte Ungunst der Lebensverhältnisse unseres Meeresteiles. Eine Ausnahme davon bildet *Lytoceras dilucidum* und der nur durch Wohnkammern vertretene, großwüchsige und glattschalige, vielleicht ebenfalls zu dieser Art gehörige Ammonit.

Über die Lebensweise u. a. der Jura-Ammoniten ist in letzter Zeit namentlich durch die Untersuchungen von Benecke, Dacqué, Frech, v. Pia, Pompeckj usw. und besonders durch Diener[63]) eine gewisse Klärung dahin erfolgt, daß die in geschlossener, zweiseitig symmetrischer Spirale eingerollten Formen, also durchaus die Mehrzahl, wahrscheinlich das freie Wasser bewohnten. Das bedeutet zweifellos einen großen Fortschritt. Stellt man aber die Frage nach der Art der Fortbewegung dieser Tiere, so gerät man infolge der ganz beschränkten Vergleichsmöglichkeiten mit gewissen rezenten Typen (*Nautilus*, *Argonauta*) sogleich auf schwankenden Boden, weil die Meinungen darüber im großen wie im kleinen auseinandergehen

[63]) Lebensw. u. Verbreit. d. Ammon., N. Jahrb. f. Min. 1912, II.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

können, je nachdem man für seinen Deutungsversuch auf dieses oder jenes Merkmal des Gehäuses den Nachdruck legt. Die Ammonitengeschlechter der *Torulosum*-Schichten gehören biologisch nach der Beschaffenheit der Schale offenbar zu verschiedenen Gruppen. Die flachscheibenförmigen, außen zugeschärften Typen wie *Grammoceras* und *Lioceras*, wurden von DACQUÉ[64]) kürzlich als treffliche Schwimmer, glatte engnablige Gehäuse mit flachen Flanken wie *Phylloceras* als noch gute Schwimmer und weitgenabelte Formen mit gestuftem Nabel wie das nicht eigens genannte, ziemlich dicke *Lytoceras* als schlechte Schwimmer, aber gute Schweber und Steiger (bez. Taucher) bezeichnet. Es scheint mir aber fraglich, ob es richtig ist, die Bewegungsart dieser Ammoniten rein nach der äußeren Gestalt der Schale zu beurteilen, auch weil der Vergleich mit den noch lebenden vorhin genannten Schalenträgern eingestandenermaßen nur bedingten Nutzen bietet. Selbstverständlich ist für die Schnelligkeit der Fortbewegung die äußere Gestalt eines Körpers im Hinblick auf die größtmögliche Verringerung des Reibungswiderstandes und damit des Aufwandes an Muskelkraft von großer Bedeutung. Das zeigt uns am besten die Torpedoform der heutigen schnell schwimmenden Hochseebewohner. Aber die Hauptsache, sollte man meinen, bleibt doch die Stärke des Antriebes. Danach würde das Problem der Bewegungsart der Ammoniten zunächst die Frage nach der Stärke ihres Antriebes berühren und vielleicht erst an zweiter Stelle die Frage nach dem Anpassungsgrad ihrer Schalengestalt. Allerdings ist es infolge Fehlens des Weichkörpers schwierig und unsicher, über die Stärke des Antriebes etwas Greifbares zu ermitteln. Aber es darf nichts unversucht bleiben.

Biologisch kommt hierfür der Gestalt von Wohnkammer, Mündung und Lobenlinie, wie ich glaube, einige Bedeutung zu. Auch die idealst angepaßte Ammonitenschale bildete für das aktive Schwimmen noch ein bedeutendes Hindernis. Nur gesammelte Kraftwirkung konnte eine verhältnismäßig gute Leistung vollbringen. Formen wie *Phylloceras* scheinen mir dafür vergleichsweise gut geeignet zu sein. Denn bei diesem kommt zu den von DACQUÉ genannten Vorteilen noch der Besitz einer mäßig langen und geräumigen Wohnkammer mit fast gerader, außen gerundeter Mündung. Offenbar besaß hier ein ziemlich gedrungener Körper, der nach

[64]) Formenkunde, V, 3.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Maßgabe der großen Lobenstämme in Mantel und Trichterwänden kräftige Längsmuskeln hatte, genügenden Spielraum zu starker Betätigung. Im Vergleich damit braucht man der bedeutenden äußeren Ähnlichkeit von *Phylloceras* mit dem heutigen *Nautilus*-Gehäuse vielleicht geringere Bedeutung beizumessen. Ein gewisser Nachteil mag bei involuten Ammonitenschalen wie der von *Phylloceras* darin bestanden haben, daß der Weichkörper in der Wohnkammer durch das Umfassen des vorletzten Umganges in seiner Bewegung etwas beschränkt war.

Dieser vermutliche Nachteil kam bei *Lytoceras* mit seinen vielfach überhaupt nicht umfassenden Windungen in Fortfall. Außerdem gelten bei dieser Gattung die für den Weichkörper von *Phylloceras* gemutmaßten Vorteile in noch höherem Grade, denn bei *Lytoceras* war die Wohnkammer noch geräumiger und die Muskulatur nach Maßgabe der wenigen, sehr kräftigen Lobenstämme vielleicht noch stärker ausgebildet. Der Antrieb mag deshalb besonders kräftig gewesen sein. Auch die Schale mit ihren zumeist allseits gerundeten Umgängen macht an sich keinen zum Schwimmen ungünstigen Eindruck. Unvorteilhaft mußten allerdings die Einschnürungen zusammen mit den kragenartigen Lamellen wirken, wie sie u. a. bei *Lyt. torulosum* und *L. subhircinum* vorhanden waren, ebenso auch die manchmal recht deutliche Gitterverzierung (*L. cornuopiae* u. a.). Solche Lytoceraten sind deshalb vielleicht vergleichsweise mittelmäßige Schwimmer gewesen.

Anders scheinen mir die Verhältnisse bei *Grammoceras* und *Lioceras* zu liegen. Denn bei diesen dürfte sich zu einer mehr oder minder schmalen, durch die Zuschärfung des Externteils und das Umfassen der gleichfalls scharfen vorletzten Windung besonders kleinräumigen Wohnkammer nach Maßgabe der Scheidewandlinie eine nur mäßig entwickelte Mantel- und Trichtermuskulatur gesellt haben. Wie sich an der schmalen, außen sehr verjüngten, bei *Lioceras* noch dazu mit Externfortsatz und zerbrechlichen Seitenohren versehenen Mündung eine kräftige Trichterbewegung abgespielt haben soll, kann ich mir offen gesagt nicht recht vorstellen. Vielmehr scheinen mir von diesen Gesichtspunkten aus die in Rede stehenden Formen höchstens mäßige Schwimmer gewesen zu sein. Könnten aber die Mündungsfortsätze nicht eher auf ein möglichst weites Heraustreten des Körpers aus seiner Schale vor allem zum Zweck des Schwebens hinweisen?

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Diesen, wie ich nochmals betonen will, nur bedingten Vorstellungen entspricht in mancher Beziehung das Vorkommen der Gattungen, von denen die Rede war. Von planktonischen Formen darf man wegen ihres personenreichen Auftretens in allen Größen erwarten, ihre Schalen an bestimmten Lokalitäten vorwiegend in großer Anzahl und in vielen verschiedenen Wachstumszuständen anzutreffen. In der Tat bestätigt sich das beinahe überall in Franken, ob man nun die Harpoceraten, Grammoceraten oder Lioceraten berücksichtigt. Umgekehrt sollten sich Schwimmer für gewöhnlich gleichmäßiger über größere Flächen verteilen und deshalb mehr vereinzelt mit den Schwebern zusammen vorkommen, ausgenommen in Fällen von Wanderzügen, von denen aber bei den Ammoniten m. W. bis jetzt nichts Sicheres bekannt wurde. Auch das scheint durch meine Erfahrungen im wesentlichen Bestätigung zu finden. Während *Grammoceras* und *Lioceras* bei Hetzles häufig e i n e Schichtfläche massenhaft in jeder Größe bedeckten, habe ich *Lytoceras torulosum* und *L. dilucidum* im großen mehr vereinzelt angetroffen. Entsprechendes gilt von anderen Fundorten. So verhält sich die Anzahl der Personen von *Lioc. opalinum* und des dort verhältnismäßig zahlreichen *Lyt. torulosum*, die von Dr. Reuter und mir im α_1 bei Schwandorf (Ettmannsdorf) besonders aus Steinkernen großwüchsiger Wohnkammern gesammelt wurden, zu einander wie 3—4: 1. Ebenso gewann ich im Lias ober-ζ der Ziegelei von Berg z. B. in einem Aushub, der vergleichsweise besonders viel *Lytoceras* enthielt, neben ungefähr 60 Personen von *Grammoceras* und *Dumortieria* nur etwa 20 von *Lytoceras*.

Zu den schwierigsten Vorstellungen gehört bei den Ammonitiden fraglos das Problem der Ernährung. Man hat aus dem Fehlen harter Kiefer, wie solche die nachpermischen Nautiliden hatten oder noch besitzen, den Schluß gezogen, daß die Nahrung[65]) der Ammoniten vorwiegend planktonisch war. Anderseits scheint manches für eine schwimmende Lebensweise der oder gewisser Ammoniten zu sprechen. Manche Formen werden sogar für verhältnismäßig schnelle Schwimmer gehalten. Dazu möchte ich die Frage stellen, ob nicht die eine dieser Vorstellungen im wesentlichen die andere ausschließt? Wo treffen wir denn im heutigen Meer eine umfang- und gestaltenreiche

[65]) Siehe Dacqué, Formenkunde.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Gruppe höher entwickelter Tiere von teilweise stattlicher Größe, die bei schnell schwimmender Lebensweise, also bei starkem Aufwand von motorischer Kraft, vorwiegend mit Klein- oder Mikronahrung auskäme? Bei den Nautiloiden fordern DEECKE[66]), J. WALTHER[67]) und DACQUÉ[68]) für die Mehrzahl der paläozoischen Vertreter m. E. überzeugend eine vorherrschend schwebende bzw. auf- und niedersteigende Lebensweise. Da nun die mesozoischen Nautiloiden harte Kiefern zum Zerkleinern von Fleischnahrung erst neu erwerben mußten, scheint mir der Rückschluß nicht fern zu liegen, daß sie im Paläozoikum in der Hauptsache von Plankton und seinen Zerfallstoffen gelebt haben. Sollten sich nicht die Ammonoiden ursprünglich ähnlich wie die altzeitlichen Nautiloiden verhalten haben? Vielleicht übernahmen sie von ihren wohl nautiloiden Vorfahren im großen eine mehr schwebende und steigende als schwimmende Lebensweise und gleichzeitig eine vorwiegend planktogene Ernährung. Möglicherweise sind sie dann im Gegensatz zu den jüngeren (d. h. meso- und neozoischen) Nautiliden, die im großen zu Bodenkriechern und Fleischfressern[69]) wurden, infolge von spezialisierterer Anpassung, namentlich in Gestalt der auffallend dünnen Schale, in Trias und Jura bei der überkommenen Lebensweise geblieben. Vereinzelte Versuche der Ammoniten, zu Bodenkriechern zu werden, die bezeichnenderweise u. a. im Norikum und Rät erfolgten, schlugen fehl, vielleicht infolge der leichtverletzlichen Schale, oder weil es nicht zur Ausbildung harter Kiefer gekommen ist. In der Kreide wurden diese Versuche in vielen Stämmen und im großen mit demselben Mißerfolg erneuert (Nebenformen). Es ist möglich, daß die Ammoniten im Verlauf der jüngeren Kreide darum verhältnismäßig so rasch verschwanden, weil es ihnen nicht gelang, ihr durch das schnelle Emporkommen der immer übermächtiger werdenden Knochenfische gefährdetes Dasein rechtzeitig durch Übersiedlung auf den Meeresgrund zu retten. Im Vergleich mit der durch *Nautilus* erhärteten Anpassungsfähigkeit der weniger spezialisierten Nautiliden könnte man von diesem Gesichtspunkt aus den

[66]) Pal. Betracht. I. Ub. Cephalop., S. 264ff.
[67]) Geol. d. Heimat 1918, S. 109, Abbild. 58.
[68]) a. a. O.
[69]) Es ist auffallend, wie stark die Fleischfresser des Meeres im allgemeinen noch im Silur und Devon zurücktreten. Dauerformen scheinen sie überhaupt nicht geliefert zu haben.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

offensichtlichen Mangel einer solchen bei der großen, einst so blühenden Gruppe der Ammonitiden mit einem öfters getadelten Ausdruck vielleicht doch ganz zutreffend als Altersschwäche bezeichnen.

Die Belemniten waren von den Schalenträgern des *Torulosum*-Meeres anscheinend die einzigen guten bis sehr guten Schwimmer. In Übereinstimmung damit fanden sich ihre Rostren zwar nicht selten, aber fast immer vereinzelt. Jugendliche Rostren habe ich in meinem engeren Bezirk nicht gesehen. Womit ernährten sich diese wahrscheinlich räuberischen Tiere? Soweit sie sich nahe dem Meeresgrunde aufhielten, standen ihnen genug Beutetiere zur Verfügung, auch wenn man von der Grabstachelfunktion des Rostrums absieht. Für die wahrscheinlich das offene Wasser bewohnende, wenn nicht beherrschende Mehrzahl fällt uns die Antwort schwerer. Vielleicht griffen sie die möglicherweise vorwiegend schwebenden Ammoniten an, die vermutlich keine geeigneten Verteidigungswaffen besaßen. Auch konnte nach allem Anschein nur ein Teil dieser sein Gehäuse mit einem Deckel verschließen, ganz abgesehen von der Unsicherheit darüber, ob die Ammoniten über das Hauptabwehrmittel der heutigen Cephalopoden in Gestalt des Tintenbeutels verfügten. Ist es doch eigentümlich, daß von dem stark färbenden Inhalt eines solchen nirgends, nicht einmal in gewissen ammonitenreichen, hell bis weißlich gefärbten Gesteinen des Malms (*Platynota*-Schichten, obere Solnhofener Schichten u. a.), auch nur eine Andeutung beobachtet wurde.

Das Fehlen größerer Krebse bestätigt Deecke's[70]) Beobachtung, daß in schneckenreichen Gesteinen solche Krebse in der Regel zurücktreten. Die nicht seltenen Reste kleinwüchsiger Formen geben uns über die Lebensweise dieser kaum einen Anhalt.

Noch mehr gilt dies für die lediglich durch Gehörsteine und Koprolithen bezeugten Wirbeltiere, die entsprechend den Größenverhältnissen der Gehörsteine in der Mehrzahl wohl aus kleinwüchsigen Fischen bestanden haben.

In kurzen Zügen erhalten wir von den Lebensverhältnissen der *Torulosum*-Bevölkerung annähernd folgendes Bild. Das ziemlich abgeschlossene und flache, zwar an Nährstoffen nicht arme, jedoch schlecht durchlüftete und deshalb vor allem in bodenklimatischer Hinsicht benach-

[70]) Palaeont. Betrachtungen (a. a. O.).

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

teiligte *Torulosum*-Meer war zu einem Zeitpunkt von einer zwar periodisch personenreichen, aber auch im besten Falle (Lage 5) verhältnismäßig formenarmen Tiergesellschaft besiedelt. Die Bodenfauna bestand in Abhängigkeit von der biologisch ungünstigen Zusammensetzung des Bodenwassers, von dem vorherrschend tonigen, durch seinen Kalkgehalt mäßig tragfähigen Schlickgrund und der ziemlich geringen Wasserbewegung aus vergleichsweise kleinwüchsigen Gattungen und vorwiegend mäßig dickschaligen bis ziemlich dünnschaligen Arten. Schnecken sind bezeichnenderweise am mannigfaltigsten vertreten. Die Anzahl der wirklich dünnschaligen Formen ist gering *(Podisonia Suessi)*, ihr Personenreichtum zeitweilig außerordentlich groß. Entsprechend der Tragfähigkeit des Bodens setzt sich seine Bewohnerschaft vorwiegend aus freibeweglichen und freiliegenden Tieren zusammen. Auffällig ist an dem größeren Teil der freibeweglichen ihr kleiner Wuchs und ihre abwechslungsreiche Zusammensetzung aus Foraminiferen, Seesternen, Seeigeln, Kleinschnecken, Schalenkrebsen und höheren Krebsen. Möglicherweise handelt es sich um die Bewohnerschaft von Beeten und Büscheln aus bodenbewohnenden Algen. Vielleicht bildeten die Zwischenräume dieser den Tummelplatz der größeren Bodenkriecher. Angeheftete Formen treten unter den gegebenen Umständen selbstverständlich zurück. Dagegen zeigt uns der keineswegs kleine Betrag an aufgewachsenen Vertretern, daß die toten Schalen der größeren Tiere und ihre Trümmer in mannigfaltiger Weise von den umherschwärmenden Larven festsitzender Gattungen besiedelt wurden, denen der Schlick keine geeignete Wohnstätte geboten hätte. Von den Krebsen, Seesternen, vielleicht auch Grundfischen, die anscheinend einen großen Teil des Schalengruses lieferten, hat unser Profil ziemlich wenig bewahrt.

Fast selbstverständlich könnte es scheinen, daß sich unter den Bodenbewohnern, weil ihre Arten mindestens zu einer bestimmten Zeit ihres Lebens freibeweglich waren, in der Kleinfauna (Tab. 2) nur so wenig Jugendexemplare der Großfauna gefunden haben *(Cidaris striospina, Pentacrinus jurensis, Pecten textorius torulosi, Astarte Voltzi* und *Discohelix minuta)*. In ein besonderes Licht wird diese Tatsache aber gerückt, wenn man bedenkt, daß die Hetzlesfauna zweifellos den größten bisher bekannten Teil der gesamten bodenbewohnenden Tierwelt des fränkischen *Torulosum*-Meeres umfaßt. Man kommt dann zu der Vor-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

stellung, daß es auf seinem Grunde während längerer Zeit Stellen gab, wo — wie bei Hetzles — vorzugsweise mehr oder minder erwachsene Personen lebten, und andere, deren Bevölkerung in der Mehrzahl aus Brut bestanden haben dürfte.

Im Schlickboden entfaltete sich mindestens zeitweise ein verhältnismäßig mannigfaltiges Leben von leicht anpassungsfähigen Würmern, wie Kotsäulen (und Fukoiden?) erkennen lassen. Weniger zuträglich war sein Gehalt an Schwefelwasserstoff augenscheinlich für die schlickliebenden Muscheln, die auch aus dem übrigen süddeutschen α_1 nur spärlich angeführt werden.

Günstiger erscheinen die Lebensverhältnisse im freien Wasser mit seiner teilweise fast normalwüchsigen, allerdings verhältnismäßig einförmig zusammengesetzten Gemeinschaft von Ammoniten, Belemniten und Fischen, von denen die vielleicht überwiegend schwebenden Ammoniten und die gewandt schwimmenden Belemniten in unteren α_1 ziemlich formen- und personenreich vertreten waren.

Den gegebenen Abschluß dieser Betrachtungen bildet die Frage nach den Gründen für den ziemlich plötzlichen Rückgang des Lebens im jüngsten Teil der *Torulosum*-Schichten. Biologisch äußert er sich anscheinend überall in Franken im raschen Verarmen der vorher ziemlich blühenden Lebensgemeinschaft. In unserem Profil, dem in dieser Hinsicht vielleicht eine für Franken typische Bedeutung zukommt, verschwinden noch in der Lage 5 faziesempfindliche Boden- und Schlickbewohner, wie Foraminiferen, Echinodermen und der größte Teil der Dentalien. In der Lage 6 sind die zahlreich ausdauernden Muscheln und Schnecken im allgemeinen schon kleinwüchsiger bis halbwüchsig. Geringer sind in dieser Lage die Veränderungen der Bewohner des freien Wassers. Das großwüchsige *Lytoceras dilucidum* (?) wurde sogar nur hier gefunden. In Lage 7 sehen wir die Belemniten verschwinden und die Ammoniten nur noch durch halbwüchsige Personen vertreten. Noch in dieser Lage werden jedoch auch für sie zusammen mit den vorwaltenden Muscheln, den übriggebliebenen Schnecken usw. die Lebensverhältnisse unerträglich. Offenbar war daran eine Verschlechterung der Lebens-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

bedingungen schuld. Aber worin sie bestanden hat, läßt sich wenigstens allein in unserem Aufschluß nicht ermitteln. Auf den Faziswechsel vom Tonmergel zum kalkfreien Ton kann man sich nicht berufen, weil ja der Kalkgehalt des Tonmergels mindestens teilweise an die Fauna gebunden war. Auch von irgend einem gewaltsamen physikalischen Eingriff wie plötzlicher Abkühlung durch neu auftretende kalte Strömungen kann nicht die Rede sein, weil sie, wie uns der Wechsel von der kalkreichen Ooidfazies zur kalkarmen Glaukonitfazies im oberen Dogger von Franken zeigt, wahrscheinlich einmal zu kräftiger Glaukonitbildung geführt hätte und besonders, weil im oberen Dogger ein derartiger Rückgang des organischen Lebens wie an der Grenze von α_1 und α_2 durchaus nicht besteht.

Noch weniger kann als Ursache die mit α_2 wahrscheinlich verstärkt einsetzende Aufschüttung in Betracht kommen. Aber auch die chemische Beschaffenheit der Lage 9 bietet für den Lebensrückgang, so weit ich sehe, keine befriedigende Erklärung. Selbst wenn die vermehrte Führung von Gips einen so hohen Gehalt an Schwefelwasserstoff mitbedingt hätte, um der Bodenbevölkerung gefährlich zu werden, brauchte dies, wie die bekannten Verhältnisse des Schwarzen Meeres zeigen, für das Pflanzenplankton und die von ihm abhängigen Schweber und Schwimmer noch lange keine Gültigkeit zu haben.

Faunenkundlicher Teil.

Allgemeines.

So einförmig die *Torulosum*-Bevölkerung bei nur makroskopischer Betrachtung durch das Vorherrschen der Mollusken erscheint, so verhältnismäßig mannigfaltig ist sie, wenn wir sie schärfer ins Auge fassen. Es sind alle Stämme des Tierreiches in ihr vertreten, allerdings in sehr ungleichmäßiger Verteilung der ihnen untergeordneten Gruppen, während uns von bodenständigen Pflanzen jede sichere Kunde mangelt. Von den Klassen und Ordnungen sind Spongien, schloßlose Brachiopoden und Wirbeltiere nur angedeutet, Radiolarien, Bryozöen und artikulate Brachiopoden fehlen gänzlich. Die Echinodermen sieht man nur durch Schalenanhänge oder Stielglieder vertreten, die Kruster nur durch Schalenkrebse und unbestimmbare Malakostrakenreste und die Wirbeltiere (Fische?) lediglich durch Gehörsteine sowie koprolithenartige Gebilde. Eine

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Tabelle 1 (Großfauna).

Bestimmbare Formen	Lage					
	1	2	3	4	5	6
Thecocyathus mactra GOLDF. sp.			+	+		
T. tintinnabulum GOLDF. sp.	+	+				
Cidaris striospina QUENST. sp.	+					
Serpula sp. nov.?		+	+	+		
Discina papyracea MÜNST. sp.					+	
Posidonia Suessi OPPEL (= *opalina* QUENST.)	+	+	+	+	+	?
Pinna sp. aff. *fissae* GOLDF.						+
Inoceramus cfr. *amygdaloides* GOLDF. sp.			+	+		
Inoceramus aff. *amygdaloidi* GOLDF. sp.	+					
Pecten (Chlamys) textorius GOLDF. (= *torulosi* QUENST. sp.)						+
P. (Amussium) cfr. *pumilus* LAMK.	+					
Ostrea sp.						+
Nucula Hammeri (DEFR.) GOLDF. sp.		+	+	+	+	(?) +
Leda rostralis LAM. (= *claviformis* SOW.)			+	(?) +	+	+
Leda Galathea D'ORB. mut.?	+	+	+	+	+	+
Cucullaea inaequivalvis GOLDF. var.			+	+	?	+
Astarte Voltzi (HOEN.) GOLDF. sp.	+	+	+	+	+	+
A. subtetragona MÜNST. (und cfr. *subtetragona**)	+	+	+	+*		
A. alta GOLDF. (und cfr. *alta**)		+*	+			
Pholadomya cfr. *fidicula* SOW. (und *P.* sp. cfr. *fidicula*)				+		
Dentalium cfr. *filicauda* QUENST.						+
Discohelix minuta v. ZIET. sp.	+				+	
Amberleya tenuistria MÜNST. sp. (= *subangulata* MÜNST.)				+		+
Eutrochus duplicatus MÜNST. sp.	+	+	+	?	+	
Turritella opalina QUENST. sp.			+			
Cerithinella armata GOLDF. sp.		+	?	+	+	?
Alaria subpunctata MÜNST. sp.	+	+	+	+	+	+
Phylloceras cfr. *heterophyllum* SOW. (und *P.* sp. cfr. *heterophyllum**)	+*	+				
Lytoceras subhircinum sp. nov.		+				
L. torulosum SCHÜBL. sp. (und *L. taeniatum* POMP.?*)		+	+	+	+	+ +
L. dilucidum (OPPEL) POMP. sp. (und cfr. *L. dilucidum**)				+*	+	+
Grammoceras aalense v. ZIET. sp. (und cfr. *aalense**)	+	+ +*				
G. cfr. *costulatum* (v. ZIET.) HAUG	+	+				
G. cfr. *subcomptum* BRCO. sp. (und *G.* sp. cfr. *subcomptum**)	+	+*				
G. lotharingicum BRCO. var.		+	+	+		
G. fluitans DUM. sp.	+					
G. aff. *plicatello* (BUCKM.) BEN. sp.	+	+				
G. cfr. *Harpoceras* sp. (BEN. sp.)			+			
G. mactra DUM. sp.	+					
? *Harpoceras* sp. nov.?		+				
? *Dumortieria* sp.		+				
Lioceras opalinum REIN.		+	+	+	+	+
L. costosum QUENST. sp.			+	+		
L. opalinum cfr. var. *costosa* G. HOFFM.				+		
L. cfr. *undulatum* BUCKM.				+		
Belemnites (Hastites) subclavatus VOLTZ		+	+	+	+	+
B. (Megatheutis) Quenstedti OPPEL (= cfr. *opalinus* QUENST.) und *B.* sp. cfr. *opalinus**)		+ +*		+		+
B. (Megat.) sp. cfr. *rhenanus* OPPEL			+			
B. (Odontobelus) cfr. *tripartitus crassus* WERN. sp.			+			
B. (Odontob.) brevirostris (D'ORB.) QUENST. sp.		+	+	+		
B. (Brachybelus) breviformis (VOLTZ) BEN. sp. (und cfr. *breviformis**)		+	+*	+		
(Cuspiteuthis) acuarius macer QUENST. sp.						

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Tabelle 2[1]) (Kleinfauna [Geschlämmtes Material]).

Formenschatz	Lage						
	1	2	3	4	5	6	7
saria div. sp.				z s	z s		
lina sp. cfr. *agglutinans* TERQU. et BERTH.					s s		
lina div. alt. sp.	s			z s	z s		
ulina sp.			s		s		
inulina sp.					s		
llaria a. d. Gr. *rotulata* LAMK. — *cultrata* MONTF.	z h	h	h	h	s h		
„ *pauperata* (PARK. and JON.) ISSL. sp.					s s		
„ sp.					s		
loculina sp. cfr. *concentrica* (T. and BL.) ISSL.				s			
ina cfr. *irregularis* (D'ORB.) ISSL.					z h		
tiennadeln					z s		
crinus jurensis QUENST.					z s		
fr. *württembergicus* OPPEL — *pentagonalis torulosi* QUENST.							
Ophiotrix sp. (Seesternstacheln)			z s				
nas (? Pentagonaster) cfr. *prisca* QUENST.					h		
ris striospina QUENST.					z h		
ris sp. QUENST.			z h				
Cidaris sp. I. MOB.				s			
ula cfr. *tetragona* QUENST.				z h			
sp. nov.?					z h		
sp.	s	z h	z h	z h	z h		
nys textoria GOLDF. (= *torulosi* QUENST.)					z h		
acula sp.					h		
rte Voltzi GOLDF.	z h	z h	z h	z h	z h	z h	
alium aff. *liasico* MOORE					s h		
„ cfr. *elongatum* (TATE)		z h	z h	z h	h		
„ cfr. *limatulum* TATE			z h				
„ sp. No. 1		z h			z h		
„ sp. No. 2				z h			
phelix cfr. *minuta* V. ZIET.					z h	z s	
hus sp.	z s	z h	h	h	z h	h	h
ochus sp.			z s				
o sp.	z s				z h	s	
rbo sp.					s		
ianella sp. No. 1					s		
ianella sp. No. 2			z s		z s		s
utica sp.							s
domelania leyerbergensis sp. nov.	z h		z h				
hinella sp.					s h		
a sp. No. 1			z h				
a sp. No. 2	z s				z h	s	
aria sp.					z h		
phelix Pfeifferi sp. nov.	s						s
onina sp. No. 1					z h		
„ sp. No. 2		s				s	
„ sp. No. 3					z h		
ceras sp.					z h		
ras sp.	?	?	z h		h	h	h
is sp. No. 1	?	?	z h	h			
sp. No. 2	z h		z h	z h	h		z h
sp. No 3				z h	z h	z s	z s
sp. No. 4					z h		
acostraca: div. gen. et sp. ind.					z s		
rolites cfr. *Schloenbachi* D. BRAUNS	z h	z s	z h	z h	z h	z h	
olithus div. form.				z s			
	z s	z s	z h		h		

[1]) Abkürzungen wie im Stratigraphischen Profil.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

nennenswerte Rolle spielen in der Großfauna nur die Mollusken, in der Kleinwelt kalkschalige Foraminiferen, ferner Schnecken, Dentalien und *Cypris*-Arten. Auch nach der Personenzahl übertreffen die Mollusken derart alles andere, daß sie dem Gestein den Stempel der Molluskenfazies aufdrücken. Am mannigfaltigsten sind in dieser, was Typen betrifft, die Schnecken und Ammoniten vertreten. Nach Anzahl und Schalengröße aber, d. h. als Gesteinsbildner, stellen die Ammoniten alles andere weitaus in den Schatten. Ihnen folgen in weitem Abstande die Muscheln und in einiger Entfernung von diesen und untereinander Schnecken und Belemniten. In der Großfauna herrschen, wie gesagt, die Mollusken, von denen die Cephalopoden nach Arten- und Personenzahl stark überwiegen. Erst in größerer Entfernung kommen die Muscheln, unter denen *Posid. Suessi,* und in Lage 7 auch *Leda Galathea mut.?*, an Personenreichtum mit den zahlreichsten der Ammoniten *(Lioc. opalinum, Grammoc. lotharingicum* var., *G. aalense)* wetteifern können. In der Kleinfauna sind am artenreichsten die Schnecken, was nicht überraschend ist, weil kleinwüchsige Gastropoden in Mergeln und tonigen Kalksteinen in vielen Fällen formenreich auftreten. Besonders zahlreich ist unter ihnen die anscheinend nur auf Lage 5 beschränkte *Pseudomelania leyerbergensis.* — Dann folgen durchbohrte Kalkforaminiferen, bei denen nur eine gewisse *Cristellaria*-Gruppe in großer Anzahl vorkommt. Undurchbohrte Formen sind selten, agglutinierende fehlen hier. — Die vergleichsweise große Anzahl von Dentalien erinnert an den Yorkshire Lias[71]), doch halte ich es für möglich, daß sie bei näherer Untersuchung auch in Schwaben gefunden wird. Bemerkenswert sind auch die zahlreichen Formen von *Cypris* und von Gehörsteinen, die wegen ihrer geringen Größe und großen Anzahl vielleicht von Fischen herrühren.

Diese Zusammensetzung der Hetzlesfauna scheint mir im großen bis zu einem gewissen Grade typisch zu sein für die α_1-Fauna in Franken überhaupt. Wenigstens beobachtete ich im *Torulosum*-Horizont von Berg[72]) und in dem gleichaltrigen Fördermaterial des Viehbergstollens nördlich Hersbruck eine entsprechende Verteilung der Mollusken. Fesselnde Anklänge, z. B. in Gestalt vieler Klein-

[71]) Bei TATE und BLAKE.

[72]) Gut aufgeschlossen am Ostufer der Schwarzach in mehreren Entblößungen; bei Niederwasser fast bis auf die Oberkante des Lias.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

schnecken, haben sich auch im obersten Lias[73]) Frankens gefunden, nur treten in dieser noch typischeren Cephalopodenfazies die Ammoniten, auch in der Artenzahl, gewöhnlich noch mehr hervor. Selbst die Belemniten fand ich darin makroskopisch häufiger als Schnecken oder gar Muscheln. Beinahe das Umgekehrte zeigen uns die oberen *Opalinum*-Schichten, wo sich die Bevölkerung der *Navis*-Bank und der Grenzbänke α/β ganz überwiegend aus Muscheln zusammengesetzt, neben denen, soviel mir bekannt ist, makroskopisch nur noch Schnecken, Ammoniten und Dentalien in bescheidener Anzahl vorkommen. Hier stehen wir an der Schwelle des bekannten, in Franken besonders durchgreifenden Fazieswechsels, der sich in α_1 durch die rasche Zunahme der Muscheln schon ankündigte, und an die Stelle der mannigfaltigeren Bewohnerschaft tieferer, stillerer und toniger Gründe, die zwar arten- und personenreiche, aber typenarme, ganz vorwiegend aus Muscheln bestehende Bevölkerung des kräftig bewegten Seichtwassers treten ließ, wie sie die Zeit des Doggersandsteins[74]) (β) kennzeichnet.

Für die Zusammensetzung der Tierwelt im einzelnen sollen zunächst einige Zahlen sprechen. Die in den Lagen 1—7 vertretenen Faunen bestehen nach Maßgabe meiner Beobachtungen aus verschiedenen Formen:

Lage	1 = 25	Gattungen	mit	32	Arten
„	2 = 25	„	„	34	„
„	3 = 30	„	„	43	„
„	4 = 30	„	„	40	„
„	5 = 39	„	„	54	„
„	6 = 21	„	„	26	„
„	7 = 9	„	„	14	„
„	8 = 0	„	„	0	„

Daraus geht hervor, daß die Gesamtzahl der Gattungen und Arten bis zur Lage 5 im großen allmählich zunimmt, in 5 bei weitem am höchsten ist, um sich dann plötzlich zu vermindern und in 8 nach allem Anschein ganz zu verschwinden. Anders verteilt sich die Mannigfaltigkeit des Lebens, wenn man Groß- und Kleinformen für sich ins Auge faßt. Zwar sind gerade die Kleinformen (Tab. 2) in Lage 5 weitaus am zahlreichsten, wozu hauptsächlich

[73]) Vgl. Schlosser, a. a. O. S. 537ff.

[74]) Über Stratigraphie und Faunenkunde des Doggersandsteines im nördlichen Frankenjura ist eine Abhandlung Dr. E. Schmidtills (Erlangen) im Druck.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

der Umstand beiträgt, daß in ihr die Foraminiferen, Echinodermen, Schnecken und *Cypris* auf der Höhe stehen. Umso schroffer wirkt der starke, wohl durch eine gewisse Faziesänderung bewirkte Rückgang der Formenzahl in Lage 6 und 7. Im Vergleich damit sind die Großformen gleichmäßiger verteilt. Denn zum Unterschied von Tab. 2 treten sie (Tab. 1) in Lage 2—4 am häufigsten auf, wobei ein gewisses Optimum nach 2 zu fallen scheint. In dieser Lage erreichen die Cephalopoden bereits deutlich ihren Gipfel, was deshalb nicht überraschen kann, weil der oberste Lias eine ausgeprägte Cephalopodenfazies bildet, deren Einwirkung sich im tiefsten Dogger noch geltend machte. Dagegen lassen die nächsthäufigen Muscheln und Schnecken in 2—6 keine nennenswerten Schwankungen erkennen. Verglichen mit der ziemlich plötzlichen Abnahme der Cephalopoden in Lage 7 zeigt eine Reihe von Muschelarten selbst in dieser, von den meisten anderen Tierformen bereits sichtlich gemiedenen Schicht noch eine Anpassungsfähigkeit an die schon eingeleitete Verschlechterung der Biofazies, die ihnen später in α_3 und β die Herrschaft gesichert hat.

Wie stattlich der Formenschatz ist, der in so engem Raume bei Hetzles gefunden wurde, ergibt sich am klarsten, wenn man ihn mit dem Verzeichnis vergleicht, das ENGEL-SCHÜTZE[75]) von den Versteinerungen des untersten Doggers in Schwaben gegeben haben, dessen Fazies wegen ihrer Ähnlichkeit mit der fränkischen eine solche Gegenüberstellung begünstigt. Eine wirkliche Vergleichung ist allerdings erschwert, teils weil dort die Fauna der gesamten *Opalinum*-Stufe aus dem ganzen Lande genannt wird, teils weil die Mikrofauna wahrscheinlich nicht annähernd in dem Grade wie bei uns berücksichtigt wurde. Als Frucht der fast ein Jahrhundert langen Forschung werden 65 Gattungen mit 110 Arten aufgeführt. Ihnen können wir von unserer einen Fundstelle allein aus α_1 50 Gattungen mit über 100 Arten entgegenstellen, davon 70 bis 80 makroskopische Formen. Schon daraus läßt sich ersehen, wie förderlich biostratigraphisches Arbeiten sein kann, selbstverständlich unter der Voraussetzung, daß man bei Gesteinen von größerer Mächtigkeit so günstige Aufschlüsse wie den bei Hetzles zur Verfügung hat. Der Hauptwert unseres Profils liegt natürlich weniger in der

[75]) Geogn. Wegweis., 3. Aufl. 1928. S. 293—294.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Formenzahl als in der Tatsache, daß die Tierwelt einer ziemlich reichbevölkerten Schichtenfolge nach Maßgabe der Zeit, Gelegenheit und Hilfsmittel auch in biologischer Hinsicht möglichst aufmerksam beobachtet und in ihrer Zusammensetzung von Lage zu Lage verfolgt wurde. Im übrigen bietet die Hetzlesfauna, so reichhaltig sie auch anmutet, nur einen Ausschnitt aus der gesamten Bewohnerschaft des *Torulosum*-Meeres. So hat sich, um ein allerdings besonders hervorstechendes Beispiel zu nennen, von den etwa 14 *Pleurotomariaspezies*, die mir bis jetzt auf Grund der Arbeiten von Schlosser (a. a. O. S. 542—543) und Engel-Schütze aus Dogger α und wahrscheinlich größtenteils aus α_1 von Franken (8) und Schwaben (6) bekannt sind, bei Hetzles nicht eine einzige gefunden; ebensowenig Wirbeltier — und namentlich Saurierknochen.

Erhaltungszustände.

Die Schalen der Organismen sind in der Regel erhalten geblieben, weil das Gestein der *Torulosum*-Schichten frühzeitig dicht genug wurde, um einen ihrer Überlieferung schädlichen Durchzug von Wasser im wesentlichen zu verhindern. Nur auf den Pyritkernen gewisser aragonitschaliger Formen (Schnecken) und auf den älteren Windungen von Ammoniten fehlt sie häufig. In dem weichen, durch den Belastungsdruck der jüngeren Ablagerungen verhältnismäßig wenig veränderten Gestein haben sich die gewöhnlich fein umkristallisierten, vielfach hellen, selten weißlichen Schalen im allgemeinen gut, bei Kleinorganismen sogar sehr gut erhalten. Größere Molluskenschalen von zarter Beschaffenheit sind häufig verdrückt. Bei den sehr dünnen Ammonitenschalen ist Flach- bis Plattdrückung sehr häufig. Ebenso bei den dünnschaligen *Posidonia* und *Inoceramus*. Aber auch Schneckengehäuse und selbst verhältnismäßig dickschalige Muschelklappen wurden manchmal mehr oder minder verunstaltet. Dagegen haben die Einzelkorallen gewöhnlich ihre Gestalt bewahrt. Belemnitenrostren — herausgefallene Phragmokone habe ich nicht beobachtet — sind natürlich höchstens an dünnen Stellen zerbrochen *(B. subclavatus)*. Als Versteinerungsmittel kommen außer dem Tonmergel nur Pyrit und Phosphorit in Betracht. Als Pyritkerne wurden nach meiner Erfahrung überliefert ein Teil der Kammern von *Webbina irregularis*, die Stielglieder einer Art von *Pentacrinus (P. jurensis)*, die Steinkerne von *Discohelix minuta*, von gewissen anderen

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Schneckenkleinformen, ferner überwiegend von *Alaria subpunctata* und innere Umgänge von Ammoniten. Phosphoritkerne traf ich in geringerem Maße bei Ammoniten-Luftkammern und *A. subpunctata*, häufiger in Wohnkammern von Ammoniten und ziemlich selten in den ausnahmsweise geschlossen gebliebenen Muschelschalen. Nähere Angaben über die Erhaltung sind bei den einzelnen Tiergruppen zu finden.

Kennzeichnung der Arten.

Pflanzen.

Beobachtet wurden nicht selten Stücke von Treibholz, in gewöhnlichen von Pyrit durchsetzten Gagat umgewandelt.

Foraminiferen (Tab. 2).

Unter den Protozöen sind nur Foraminiferen und von diesen mit wenigen Ausnahmen nur durchbohrte Kalkschaler vertreten. Wie die Kleinschneckenfauna, die *Cypris*- und *Dentalium*formen, so sollten auch die Foraminiferen einmal im Verein mit denen des obersten und zumal des mittleren Lias in Franken von einem jüngeren Forscher monographisch bearbeitet werden. Erhaltung und Durchsichtigkeit der Schalen lassen bei Hetzles wenig zu wünschen übrig. Wir haben uns auf die Bestimmung einiger wenigen leicht kenntlichen Formen beschränkt. Noch mehr als im Lias γ, δ und ζ übertrifft hier *Cristellaria* alle anderen Gattungen an Zahl der Arten und Personen.

Webbina cfr. *irregularis* (D'ORB.) JSSL. (a. a. O. S. 92, Taf. 7, Fig. 329).

Schale und Kieskerne z. T. prächtig überliefert, stets auf Schalentrümmern von Muscheln sitzend.

Spiroloculina sp. cfr. *concentrica* (TATE a. BLAKE) JSSL. (a. a. O. S. 45, Taf. 1, Fig. 45).

Dentalina sp. cfr. *agglutinans* TERQU. et BERTHEL.

(Lias moyen de Nancy, Mém. Soc. géol. Fr., 2 Ser., Bd. 3, 1875, S. 26, Taf. 12, Fig. 3a, b.)

Cristellaria pauperata (PARK a. JONES) JSSL.

(Stratigr. u. Mikrofauna i. Schwaben, Palaeontogr. 1908, Bd. 55, S. 78, Taf. 5, Fig. 233).

Cristellaria a. d. Gr. *rotulata* LAMK. — cultrata MONTF.

Bis 1,2 mm Durchmesser; häufigste Foraminifere.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Coelenteraten.

Schwämme (Tab. 2): Einige wenige, winzige, feine Bruchstücke von Nadeln mit den bezeichneten Knoten.

Korallen (Tab. 1): Die beiden bekannten *Thecocyathus*-Arten, teilweise normalwüchsig, trefflich erhalten; von ENGEL (Geognost. Wegweiser, 3. Aufl., S. 277) schon aus dem jüngsten Lias aufgeführt, aus dem ich sie in Franken noch nicht sicher kennen gelernt habe).

Echinodermen.

Seelilien (Tab. 2).

Pentacrinus jurensis QUENST.

Winzigste verkieste Stielglieder, wesensgleich mit typischem normalwüchsigem verkiestem Material aus dem obersten Lias. (Vgl. QUENSTEDT, Jura, S. 291, Taf. 41, Fig. 42—49.)

P. cfr. *württembergicus* OPPEL = *P. pentagonalis tornlosi* QUENST.

Pentacrinus sp. 1.

Gelenkplättchen (?): Viereckig gerundete, dickscheibenförmige Körper, auf einer „Gelenkfläche" mit Leisten, auf der anderen mit entsprechenden Vertiefungen. Ziemlich häufig in Lage 5.

Pentacrinus sp. 2.

Hilfsarmglieder von *Pentacrinus* (?): Winzige zylindrische, an den Enden verbreiterte, oft ziemlich durchscheinende Kalkgebilde, auch in Liasmergeln ziemlich häufig.

Seesterne (Tab. 2).

cfr. *Ophiotrix* sp. (TERQUEM et BERTHELIN (a. a. O. S. 102, Taf. 18, Fig. 25 c).

Bis 2,5 mm lange, stachelartige, schlanke, meist gerade, aufs feinste längsgekörnelte Anhänge, nicht spätig. Gelenkgrübchen klein, unregelmäßig exzentrisch.

Asterias (Pentagonaster?) cfr. *prisca* QUENST. (drei- und viereckig).

(Jura, S. 363, Taf. 49, Fig. 14—16).

Seeigel (Tab. 1 und 2).

Nur Stacheln, nicht selten.

Cidaris striospina QUENSTEDT sp. (Jura, Taf. 43, Fig. 35). Winzig, fein.

Cidaris sp. (QUENSTEDT, Jura, Taf. 24, Fig. 46—49).

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

cfr. *Cidaris* sp. I (Moberg).

(Lias i. sydöstr. Skåne, K. Sv. Vet.-Ak. Handl. 1888, Bd. 22, Nr. 6, Taf. 1, Fig. 7—8).

? *Cidaris* sp. (In den Tabellen nicht genannt.)

Winzig klein, dünn, rund, feinstens längsgekörnelt und mit verhältnismäßig wenigen Dornen besetzt. In Lage 2—4.

Würmer (Tab. 2).

Von den Serpeln sind nur sehr kleinwüchsige Formen vorhanden.

Serpula sp. nov?

Auffallend ist die Ähnlichkeit der weißlichen, winzig feinen, in weiten, regelmäßigen Abständen eingeschnürten Röhrchen mit der Foraminifere *Nodobacularia rostrata* Quenst. in der Darstellung von Paalzow (Beitr. z. Kenntn. d. Foraminif. d. Schwammergel des Unt. Weiß. Jura, Abh. Naturhist. Ges. Nürnberg, Bd. 19, S. 19).

S. tetragona Quenstedt (Jura, S. 393, Taf. 53, Fig. 13—19).
Serpula sp.

Feine rundliche Röhrchen, glatt oder mit Querblättchen oder mit sehr feinen Längsreihen von sehr feinen Dornen.

Viel zahlreicher und großwüchsiger waren offenbar die nackten Ringelwürmer, auf die sich wahrscheinlich die Kotsäulen zurückführen lassen, die besonders im oberen α_1 das Gestein oft ganz durchsetzen. Auf Grund ihrer verschiedenen Form und Dicke mag es sich um mehrere Arten gehandelt haben.

Molluskoideen.

Diese faziesempfindlichen Formen sind von allen Stämmen und Klassen am spärlichsten vertreten. Denn *Bryozoën* fehlen ganz, und von den *Brachiopoden* ist mir lediglich ein hornschaliger Vertreter bekannt geworden in Gestalt von

Discina papyracea Mstr. sp. (ziemlich häufig in Lage 5); Tab. 1.

Mollusken.

Diese Tiergruppe spielt durch Mannigfaltigkeit und als Gesteinsbildner weitaus die Hauptrolle, und zwar in absteigender Reihe Ammoniten — Muscheln — Schnecken — Belemniten — Dentalien.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Muscheln (Tab. 1 und 2).

Die Muscheln sind trotz ähnlicher Gesteinsfazies bedeutend artenärmer als im Lias, z. B. in den Amaltheen-Schichten Frankens. Dagegen haben sie sich später auf dem feinsandigen Sediment des Doggersandsteins (β) erstaunlich mannigfaltig entwickelt, wie Dr. SCHMIDTILL zeigen wird. Im Vergleich mit Lias δ und vor allem ε überrascht uns die spärliche Vertretung der im Aufsteigen begriffenen *Inoceramen*, noch mehr die der Untergattung *Amussium*, die in der Pyritfazies von Lias ober-ε und unter-ζ (*Coeloceras crassum*- und *Lytoceras sublineatum*-Lager) durch *A. contrarium* v. BUCH, im Dogger β und unter-γ durch *A. pumilum* LAMK. massenhaft vertreten ist. Weniger auffällig ist das Fehlen der Gattung *Trigonia*, die in Franken zum erstenmal im Dogger ober-α erscheint.

Eine reizvolle Neuerscheinung bildet für den Frankenjura die örtlich geradezu gesteinsbildende Rolle von *Posidonia Suessi* = *opalina* QUENST. Schon bei GÜMBEL (Frankenjura, S. 362) heißt es von ihr bei Betrachtung der *Opalinum*-Schichten: „In einzelnen festeren Bänken kommen Exemplare von *P. opalina* in großer Anzahl vor." Wahrscheinlich handelt es sich gleichfalls um das *Torulosum*-Lager. Auch in dem Material, das beim Bau der Nürnberger Fernquellen-Wasserleitung nördlich Hersbruck aus dem Viehbergstollen auf die Halde verstürzt wurde, war *P. Suessi* in dunkelblaugrauem, muschlig brechendem Mergelschiefer, der lithologisch an unsere Lage 1 erinnert, zusammen mit viel *Lioceras opalinum* und *Lytoceras torulosum*, aber auch anderen von mir genannten Versteinerungen, in Menge vorhanden. Wahrscheinlich kommt ihr auch sonst im Frankenjura fazies- und faunenkundlich eine ähnliche Bedeutung zu. Dasselbe darf für Schwaben gelten, von wo ENGEL (a. a. O. S. 291, Nr. 6) „ein ganzes Lager von *P. opalina* mit verdrückten *Ammonites opalinus* zusammen" erwähnte. Schon vor ihm hatte QUENSTEDT (Jura, S. 311, Taf. 42, Fig. 4) bei Beschreibung des *Torulosum*-Lagers von ihr gesagt „... liegt gleich unten in großer Menge und setzt dann nach oben fort, schichtenweise sich anhäufend." Ähnlich wie *Amussium* ist auch *Posidonia* im fränkischen Lias ε sehr häufig, um anscheinend nach längerem Verschwinden (ζ) erst wieder im Dogger α aufzutreten. Aus dickschaligeren Gattungen begegnet uns die bekannte Gruppe zierlicher Muscheln, von denen *Nucula*

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

und *Leda* altertümliche Formen sind, dagegen *Astarte* und *Cucullaea* in der ersten Entwicklung stehen.

Posidonia Suessi Oppel = *opalina* Quenst. sp.
Inoceramus cfr. *amygdaloides.*

Flachgedrückt, ziemlich häufig; sehr ähnlich Goldfuss, Petref. Germaniae, II, S. 110, Taf. 115, Fig. 4.

J. aff. amygdaloidi Goldf.; ziemlich häufig.

Wahrscheinlich wesentlich flacher gewölbt als Goldfuss' Art, mit längerem Schloßrande. Vorderrand unmittelbar vor dem Wirbel zunächst eine Strecke weit senkrecht abfallend, erst dann schräg nach vorn verlaufend.

Pinna sp. *aff. fissae* Goldf.; häufig.

Flachgedrückt, nur teilweise überliefert; am ähnlichsten mit Goldfuss, Petr. Germ. II. S. 164, Taf. 127, Fig. 4.

Pecten (Chlamys) textorius Goldf. sp. = *textorius toralosi* Quenst.; häufig.

Pecten (Amussium) cfr. *pumilus* Lamk. = *personatus* Goldf. et auct.; vereinzelt.

Der 8 mm hohe, ziemlich beschädigte Abdruck der linken, außen radial berippten Klappe erinnert durch Umriß, Größenverhältnis der Ohren, feine ziemlich entfernt stehende, ungleich starke Gabelrippen, sehr feine, dicht angeordnete und gleichmäßige Ohrenrippchen und äußerst feine und gleichmäßige, die ganze Schale überziehende Anwachsstreifen so sehr an Goldfuss, a. a. O. II. S. 75, Taf. 99, Fig. 5b, daß ich eine vollkommene Übereinstimmung für wahrscheinlich halte.

Pecten (Entolium) sp.; ziemlich häufig.

Kleinwüchsig, wohl kaum über 10 mm groß, sehr dünnschalig, bald rundlich und ebenso hoch wie breit, bald hocheiförmig, ziemlich gleichseitig. Mantelrand ringsum gerundet. Wirbelwinkel ziemlich stumpf. Ohren ziemlich groß, glatt, außen stumpf gerundet. Schloßrand am Wirbel einen nach oben offenen Winkel bildend. Glatte Schale bei starker Vergrößerung mit äußerst feinen, regelmäßigen, dicht angeordneten Anwachsstreifen und -furchen, ferner auf der unteren Schalenhälfte mit zahlreichen, weit gestellten, seichten Radialritzen. An den Kreuzungsstellen beider Verzierungselemente Ausbildung winzigster punktförmiger Grübchen, ähnlich wie bei *P. (Camptonectes) lens* Sow.

Nucula Hammeri (Defr.) Goldf. sp.; häufig bis ziemlich häufig, in allen Größen. (Tab. 1).

In Lage 5 ziemlich kleinwüchsig. Ob diese Art der kleinwüchsigeren, *N. jurensis* Quenst. des obersten Lias gleichzustellen ist, kann ich nicht entscheiden, weil mir diese nur in Steinkernen vorliegt. Im Frankenjura wurde *N.*

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Hammeri an allen ergiebigeren Fundorten häufig angetroffen. Ich kenne sie aus α_1 von Berg bei Neumarkt (Oberpfalz), Hersbruck (Viehberg), Ettmannsdorf bei Schwandorf, Buttenheim und Nieder-Weilersbach bei Forchheim; SCHNITTMANN nennt sie (diese Zeitschr. 1922, Bd. 74, S. 1) aus α_1 bei Hirschau unfern Amberg. Nicht selten traf ich sie aber auch in der *Trigonia navis*-Bank des obersten α von Nieder-Mirsberg bei Ebermannstadt. An verschiedenen Örtlichkeiten tritt sie zusammen mit Dumortierien schon im obersten Lias auf (Großenbuch, Hausen usw.)

Nucula sp., selten in Lage 6.

Kleinwüchsig, sehr fein konzentrisch gestreift.

Nucula sp. ind. (Tab. 2).

Winzig klein, rundlich eiförmig, ziemlich gleichseitig, in der Regel nur als Pyritkern.

Leda rostralis (Lamk.) GOLDF. sp. = *claviformis* SOW.; ziemlich häufig.

Immer ziemlich kleinwüchsig, aber durchaus wesensgleich dem prachtvoll erhaltenen, normalwüchsigen, hellschaligen Material aus α_1 von Berg. Vgl. GOLDFUSS a. a. O. S. 155, Taf. 125, Fig. 8.

Leda Galathea (d'ORB.) mut.?

Von den prächtig erhaltenen Limonitkernen der *Leda Galathea* D'ORB. = *inflexa* QUENST. (Jura S. 187, Taf. 23 Fig. 15) aus dem untersten *Margaritatus*-Horizont von Marloffstein bei Erlangen unterscheiden sich die vorliegenden Schalenpersonen in der Außenansicht lediglich durch ausnahmslos kürzere Hinterseite; von QUENSTEDTS Darstellung auch durch bedeutendere Höhe. *Leda Galathea* TATE and BLAKE (Yorkshire Lias, S. 383, Tafel 11, Fig. 5) hat vorragendere Wirbel, abgestutzte Vorderseite und breitgerundete Hintergegend. — *L. Galathea mut.?* geht bei Hetzles durch ganz α_1 hindurch.

Cucullaea inaequivalvis GOLDF. var.; ziemlich selten.

Umriß und Wölbung sehr ähnlich den Figuren von GOLDFUSS (a. a. O. S. 146, Taf. 122, Fig. 12) und von QUENSTEDT (Jura, S. 312, Taf. 43, Fig. 2—3). Abgesehen vom kleineren Wuchs und der ziemlich dünnen Schale sind jedoch beide Klappen gleichmäßig mit äußerst feinen, etwa gleich dicken, konzentrischen und radialen Streifen verziert. Auf dem Flügel sind die radialen etwas dicker.

Astarte Voltzi (HOEN.) GOLDF. sp. Tab. 1, 2 (vgl. GOLDFUSS, a. a. O. S. 190, Taf. 134, Fig. 8).

Durch ganz α_1 gehend. Nur in den unteren Schichten normalwüchsig, oben am häufigsten in Gestalt von kleinen Schalen mit noch ungekerbten Rändern. In typischen Exemplaren kenne ich sie sonst aus α_1 von Berg, Vieh-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

berg bei Hersbruck, Ettmannsdorf, Großenbuch am Leyerberg, Pretzfeld, Unterweilersbach, Kirchehrenbach, Gunzendorf u. a.

A. alta Goldf. sp.; Tab. 1 (vgl. GOLDFUSS a. a. O. S. 190, Taf. 134, Fig. 9).

Der obigen nahstehend, viel weniger häufig; sonst ziemlich selten, z. B. in α_1 von Berg.

A. subtetragona MÜNST. sp. Tab. 1 (GOLDFUSS, a. a. O. Taf. 134, Fig. 6c—d.)

Astarte sp.

Sehr klein und sehr fein konzentrisch gestreift. Von den genannten Arten verschieden.

Pholodomya cfr. *fidicula* Sow.

Zwei ziemlich kleine und flachgedrückte Personen mit etwa neun feinen, geknoteten Radialrippen und vielen ziemlich regelmäßigen konzentrischen Runzeln. Diese sind mit sehr zarten, dichten und scharfen Längsstreifen bedeckt.

Scaphopoden (Tab. 1 und 2).

Die Gattung *Dentalium* ist vergleichsweise mannigfaltig vertreten[76]) durch sechs verschiedene Arten, die, wie schon gesagt, zusammen mit dem mittel-liasischen Material gesondert bearbeitet werden sollten.

Dentalium cfr. *filicauda* QUENST. (Tab. 1).

Sehr ähnlich QUENSTEDT (a. a. O. S. 328, Taf. 44, Fig. 16). Ziemlich kleinwüchsig und selten; auf Ober-α_1 beschränkt.

Häufiger und in großen Teilen von α_1 finden sich die Kleinformen (Tab. 2):

Dentalium aff. *liasico* (MOORE) TATE and BLAKE (Yorkshire Lias, S. 333).

Verhältnismäßig kurz, bis etwa 4 mm lang, ziemlich gebogen, deutlich verjüngt, mit vergleichsweise wenigen Längsstreifen.

Dentalium cfr. *elongatum* (MÜNST.) TATE and BLAKE.

Sehr fein und dicht quergestreift; ähnlich TATE and BLAKE (a. a. O. S. 332, Taf. 9, Fig. 28). Steigt aus dem Lias auf.

Dentalium cfr. *limatulum* TATE.

Stimmt im gerundet dreieckigen Querschnitt mit TATE and BLAKE (a. a. O. S. 332, Taf. 10, Fig. 18) fast ganz überein.

---

[76]) *Dentalium* führt z. B. in Menge das von mir ausgebeutete *Cypris*-Lager in den oberen Amaltheen- (= *Paltopleuroceras*-)Schichten (ober-δ) von Reichenschwand westlich Hersbruck.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Dentalium sp. Nr. 1.

Gestalt und Biegung wie *D. aff. liasico*, aber ganz dicht und gleichmäßig längsgestreift, ferner mit äußerst feinen, dichtstehenden, scharfen, deutlich schrägen Querstreifen.

Dentalium sp. Nr. 2.

Im Querschnitt rund, Oberfläche ganz glatt. Nur in Bruchstücken bekannt.

Schnecken.

Mit 24 verschiedenen Vertretern bilden die Schnecken in unserer Fauna bei weitem die mannigfaltigste Gruppe. Allerdings entfällt dieser Formenschatz im wesentlichen auf die mindestens 17 Arten umfassende Kleinfauna. Auch für diese wäre eine Bearbeitung geboten, am besten in Anlehnung an die Darstellung der Kleinschneckenfauna des oberen Lias durch SCHLOSSER. Von der Regel, diese Kleinformen nur generell zu bestimmen, habe ich bei zwei Vertretern eine Ausnahme gemacht: mit *Pseudomelania leyerbergensis* wegen ihrer Häufigkeit, guten Erhaltung und offenbaren Beschränkung auf Lage 5; mit *Microhelix W. Pfeifferi* veranlaßt durch den Umstand, daß mich Herr W. PFEIFFER auf diese bezeichnende Form aufmerksam gemacht hatte.

Die in Tabelle 1 genannten Arten sind sämtlich wohlbekannte Formen. *Discohelix minuta* tritt an vielen Stellen Frankens in der Kalksteinfazies schon im *Harpoceras serpentinum*-Lager des unteren Lias ε gesteinsbildend auf, wird im obersten Lias (ζ) gewöhnlich viel seltener, um dann merkwürdigerweise in der Tonmergelfazies von Dogger α_1 wieder hervorzutreten. Vereinzelt habe ich eine ähnliche Form noch in Tonkalksteinen des Doggers δ am Hesselberg beobachtet. Auch aus dem Lias ε und Dogger α_1 von Schwaben wurde sie von QUENSTEDT und ENGEL namhaft gemacht.

Die Erhaltung der Schneckenschalen ist im ganzen befriedigend bis vortrefflich. Zwar sind sie nicht selten verdrückt, aber daneben kommen häufig auch wohlerhaltene Personen vor. *Discohelix minuta* hat auffallenderweise nur Pyritkerne geliefert; *Alaria subpunctata* außer gut überlieferten Schalen auch Kerne von Pyrit und Phosphat. Auch mehrere Kleinformen liegen nur als Kieskerne vor.

Discohelix minuta SCHÜBLER (In v. ZIETEN, Württ's. Versteinerungen, S. 45, Taf. 33, Fig. 6a—c).

Teilweise scharfverzierte Kieskerne.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Turbo sp. Nr. 1.

Sehr klein. Spira mit in einer Ebene gelegenen Flächen. Nabel tief.

Amberleya tenuistria Mstr. sp. = *Turbo subangulatus* Mstr.

Vollständig wesensgleich mit Goldfuss (a. a. O. III, S. 98. Taf. 194, Fig. 5a—b). In Ober-α_1 halbwüchsig.

Eutrochus duplicatus Mstr. sp. = *Turbo subduplicatus* d'Orb.

Vorzüglich überliefert. In Ober-α_1 nur halbwüchsig. Übereinstimmend mit Goldfuss (a. a. O. III, Taf. 179, Fig. 2a—c).

Pseudomelania leyerbergensis sp. nov.

Diese kleinwüchsige, höchstens 2,8 mm hohe, in allen Größen vorhandene Schnecke liegt mir aus einer Schlämmprobe in 100—200, im allgemeinen gut erhaltenen Exemplaren aus Lage 5 vor. Ausgewachsenes Gehäuse schlank eiförmig bis turmförmig. Gewinde aus 4—5 leicht gewölbten, glatten Umgängen. Naht deutlich vertieft, gerade oder geschwungen. Gewindewinkel ziemlich klein. Spitze stumpf gerundet. Schlußwindung höher als die Spira. Seitenabfall eben oder ganz wenig ausgehöhlt, bei den älteren Umgängen schwach aufgetrieben. Basis oft ziemlich flachgewölbt und an breitgerundeter Kante abgesetzt. Mündung in der Regel etwas beschädigt, gerundet vierseitig, etwas höher als breit, oben spitzgewinkelt. Außenlippe einfach, etwa in der Mitte mehr oder minder geknickt. Spindel glatt. Verzierung manchmal aus 1—2 zarten subsuturalen Spiralstreifen. Ein ziemlich kleines Exemplar ist vollkommen fein längsgestreift.

Von der ihr vergleichsweise ähnlichsten *Chemnitzia globosa* (Marcou) d'Orbigny (Pal. franc., Terr. jurass., II, S. 33, Taf. 237, Fig. 8—11) aus dem unteren Lias von Salins (Dép. Jura) unterscheidet sich unsere viel kleinwüchsigere Art durch schlankeren Umriß, kleineren Gewindewinkel, etwas niedrigere, oben (= hinten) stumpfe Spira, durch höheren, seitlich abgeflachten letzten Umgang, weniger deutlich abgesetzte Basis, unten schmalere Mündung und den Mangel der feinen, sich kreuzenden Längs- und Querstreifen.

Turritella opalina Quenstedt sp.

Wesensgleich mit Jura, S. 326, Taf. 44, Fig. 15.

Cerithinella armata Goldfuss sp.

Vollständig übereinstimmend mit Petr. Germ. III, S. 31. Taf. 173, Fig. 7; in Ober-α_1 nur halbwüchsig.

Alaria subpunctata Mstr. sp.

Ganz wie bei Goldfuss (a. a. O. III, S. 15. Taf. 169, Fig. 7a—b) und Quenstedt (a. a. O. S. 314. Taf. 43, Fig. 23 bis 26). Oft trefflich bewahrt, sogar die Fortsätze der Außenlippe, als Schale oder Pyritkern. In Ober-α_1 nur halbwüchsig.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Microhelix W. Pfeifferi sp. nov.

12 höchstens 0,8 mm hohe, ziemlich gut erhaltene Schalen aus Lage 5. Ausgewachsen eiförmig, nach oben und unten kräftig verjüngt, mit Einschluß des wulstigen Embryonalteiles aus 2,5 Windungen, davon in der Vorderansicht 2 sichtbar. Spira deutlich abgesetzt, oben gerundet. Letzter Umgang groß, ziemlich bauchig, etwa auf halber Höhe am dicksten, unter der Naht leicht gestuft, auf dem Seitenabfall schwach abgeplattet. Mündung von etwa $^2/_3$ Umgangshöhe, oben ziemlich spitz, unten ziemlich breitgerundet. Außenlippe deutlich vorspringend, mit scharfem Rande, oben und seitlich etwas abgeflacht. Innenlippe kräftig eingebogen.

Von der ihr ähnlichsten *Microhelix ovula* Terquem et Berthelin aus dem mittleren Lias von Nanzig a. d. Mosel unterscheidet sich diese neue Form durch schlankeres Gewinde, bauchigeren, etwa in der Mitte am stärksten aufgetriebenen, oben und seitwärts abgeflachten letzten Umgang und etwas höhere, oben schlankere und seitlich vorspringende Mündung.

Cylindrites sp.

Gewinde niedrig, Ausguß lang und breit. Verzierung aus glatten, dicht stehenden Längsstreifen.

Cephalopoden.

Die Vertreter dieser Ordnung waren zur Zeit der Entstehung von Lage 1—6 durch Anzahl und großen Wuchs wahrscheinlich die unumschränkten Beherrscher des freien Wassers. Namentlich gilt dies für die Ammoniten, deren Anteil an der Zusammensetzung des Gesteins vor allem im unteren und mittleren α_1 den der übrigen Tiergruppen insgesamt bedeutend übertroffen hat. In erdgeschichtlicher Beziehung haben die Ammoniten im Frankenjura zum erstenmal eine ziemlich klare profilmäßige Abgrenzung der *Torulosum*-Schichten und eine Gliederung dieser in eine Anzahl von Hauptlagern möglich gemacht. Da sich von *Nautilus* keine Spur und von den Dibranchiaten nur Belemniten gefunden haben, handelt es sich hier lediglich um Ammoniten und Belemniten.

Ammoniten (Tab. 1).

Ihre Schalen sind gewöhnlich in die Schichtungsebenen eingebettet und durch die verschiedensten Grade von Flachdrückung in ihrem erdgeschichtlichen Wert wesentlich beeinträchtigt. Noch mehr gilt das für die Fälle, wo sie in schräger Stellung vom Sediment umhüllt und später entsprechend verdrückt wurden. Wenn sie sich dennoch im

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

allgemeinen gut bestimmen lassen, so beruht dies einmal darauf, daß die Verzierung selbst bei starker Plattdrückung gewöhnlich gut erhalten geblieben und häufig auch die Gestalt der Schale nicht zu sehr verunstaltet ist; ferner auf dem Umstande, daß in vielen Fällen die inneren Umgänge unverdrückte Steinkerne aus Pyrit, seltener Phosphorit geliefert haben. Am günstigsten ist die Überlieferung der Pyritkerne. Phosphatkerne finden sich manchmal auch in Wohnkammern. Verkieste Brutexemplare von *Lytoceras* und von Falciferen wurden in den Schlammrückständen in Masse angetroffen. Bestimmbares Material hat sich jedoch nur unter den größeren Personen gefunden.

Phylloceras cfr. *heterophyllum* (Sow.).

Eine Anzahl kleiner Exemplare bis 15 mm Durchmesser und ein größeres, 40 mm messendes, nur z. T. etwas verdrücktes, sonst gut überliefertes Schalenexemplar stimmen mit dem vorzüglich erhaltenen typischen Material aus dem *Harpoceras serpentinum*-Lager (Lias unter-ε) von Berg, Altdorf, u. a. in Dicke, Wölbung, Nabelweite und Verzierung so vollständig überein, daß ich an der Wesensgleichheit nicht zweifle, obwohl diese Art bisher nur aus dem Lias bekannt zu sein schien.

Lytoceras subhircinum sp. nov.

Diese durch beschalte Kies- oder Limonitkerne vertretene, ziemlich kleinwüchsige Form unterscheidet sich von Kieskernmaterial des typischen *L. hircinum* v. Schloth. aus Lias Ober-ζ von Berg durch engeren Nabel und breitgerundete Außenseite. Die Einschnürungen sind zwar in ähnlichen Abständen angeordnet, verlaufen aber auf den Flanken nicht in kräftigem, nach vorne offenem Bogen, sondern vorwiegend gerade mit leicht doppelt S-förmiger Schwingung. Außen sind sie nur schwach vorgezogen. Der Grad ihrer Vertiefung wechselt bedeutend von flach abgesetzter Furche bis zur kräftig vertieften Rinne. Ihre Anzahl beträgt 13—14 bei einem Schalendurchmesser von 20 mm. Auf der Schale erhebt sich am hintersten Teil jedes Wulstes, wo dieser steil zur vorhergehenden Einschnürung abfällt, ähnlich wie bei *Lytoc. Germaini* d'Orbigny (Pal. franç. 1, Taf. 104, Fig. 1—4) eine lamellöse Querrippe.

Personen mit flachen, schmalen Einschnürungen erinnern durch flach rippenartiges Hervortreten des Vorderrandes der Einschnürungen beim ersten Anblick an *Lyt. Pompeckji* mihi[77]), das gleichfalls der *Hircinum*-Gruppe angehört, wie schon Pompeckj[78]) erkannt hatte. Allein *L. Pompeckji* ist weiter genabelt, hat noch steilere Nabelfläche und eine, allerdings wenig ausgeprägte Nabel-

[77]) Z. Kenntnis d. Juras d. Insel Rotti, Jahrb. v. h. Mijnwez. 1920, Verh. III. S. 183—184.

[78]) Revision d. Ammon. d. schwäb. Jura, 1896. S. 155.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

kante. Sein Querschnitt verjüngt sich schon von dieser Kante ab gegen außen. Seine Flanken sind flachgewölbt, die Außenseite kräftig konvex. Dagegen liegt bei *L. subhircinum* die größte Dicke, ähnlich wie bei *L. hircinum* fast auf halber Höhe. Eine Nabelkante fehlt ihm vollständig. Sein Externteil ist, wie gesagt, breit gerundet. Abweichend von der angeführten Beschaffenheit der Einschnürungen bei *L. subhircinum* sind diese bei *L. Pompeckji* auf den älteren Windungen *Hircinum*-ähnlich geschwungen und gehen auf den jüngeren in sehr flache Rippen über, deren Verlauf, wie ich a. a. O. S. 183 auseinandergesetzt habe, mit dem bei *L. alsaticum* Jan.[79]) Ähnlichkeit besitzt.

Var. (?).

Mehrere Bruchstücke von ziemlich kleinen Schalenexemplaren, die in Querschnitt, Nabelweite und Einschnürungen dieser Art nahestehen, unterscheiden sich von dieser durch feine, scharfe, regelmäßig und lichtangeordnete Querstreifen, von denen 3—4 auf den Zwischenraum zwischen je zwei Einschnürungen entfallen.

Vorkommen der Art: Teufelsgraben bei Forth, Hetzles, Pretzfeld, Unterweilersbach, Buttenheim und Gunzendorf.

Lytoceras torulosum Schübl. sp.

Vollständig übereinstimmend mit Pompeckjs Darstellung (Revision, S. 160 ff.). Schalen häufig mehr oder weniger mit Phosphorit erfüllt. Kleinere verdrückte Schalen erinnern auch an *L. taeniatum* Pomp. Eine Gleichstellung mit dieser Art ist jedoch nicht möglich.

Lytoceras dilucidum Oppel.

Schale von 60—70 mm Durchmesser; mit aufsitzenden Resten der Loben und Sättel des Nabelrandes des zerstörten letzten Umganges. Verzierung übereinstimmend mit der Darstellung des Urstückes von Oppel durch Pompeckj (Revision, Taf. 12, Fig. 8). Vielfach nur mit Vorbehalt zu bestimmen. Von Quenstedt (Cephalopod., S. 102—103), gleichfalls aus unter-α angegeben.

cfr. *Lytoceras dilucidum* Oppel = *penicillatum* Quenst. sp.

Das am besten erhaltene Bruchstück einer großen Schale stimmt nach allem Anschein überein mit großen Bruchstücken einer Lumaschelle aus α_1 von Berg, deren Verzierung lebhaft an diese vergleichsweise sehr großwüchsige Art erinnert, ebenso die Erscheinung, daß der Innenseite der Schale vielfach noch der feinzerschlitzte äußerste Teil der Scheidewände aufsitzt.

Grammoceras aalense (v. Ziet.) sp.

Von dieser in Lage 2 bei weitem zahlreichsten Art habe ich ein großes Material vor Augen: vorwiegend kleine

[79]) Abh. z. geol. Spez.-Karte v. Els.-Lothringen N. F. 1902, S. 47, Taf. 3, Fig. 5, 5a.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

bis mittelgroße, wenig verdrückte Exemplare, aber auch als besonders wertvoll eine größere Anzahl von zwar mehr oder minder flachgedrückten, jedoch gut erhaltenen, wohlbestimmbaren Personen bis 90 mm Durchmesser.

Erhaltung: pyritische oder phosphoritische z. T. unverdrückte beschalte Kerne, tonige flachgedrückte Kerne und die Abdrücke der teilweise größeren Schalenexemplare.

Mit dem von BENECKE (Versteiner. d. Eisenerzformat. v. Deutsch-Lothr. usw., Abh. z. geol.. Spez.-Karte v. Elsaß-Lothr., N. F. H. VI, 1905, Taf. 50, Fig. 1—1a) wiederabgebildeten Original v. ZIETENS (a. a. O. Tafel 28, Fig. 3a—c) stimmen etwa gleichgroße Exemplare von Hetzles vollkommen überein in der mittelweiten Nabelung, der Beschaffenheit von Nabelfläche und stumpfgerundeter Nabelkante, den gleichlaufenden Flanken und dem scharf abgesetzten Kiel; ebenso in den mehr oder weniger unregelmäßig gebündelten, oft V-förmig gegabelten und wulstig hervortretenden, scharfen, nach hinten steil abfallenden Rippen, die auf den inneren Umgängen dichtgestellt und fein oder licht angeordnet und gröber sein können. Auf der Schale treten außerdem überall, selbst noch bei den größten vorliegenden Personen, feine scharfe Anwachsstreifen auf. Bei manchen Exemplaren überquert ein solcher Streifen jeweils in der Fortsetzung einer Sichelrippe in kennzeichnender Weise den Kiel. Auch mit dem von BENECKE (a. a. O. Taf. 50 Fig. 6) dargestellten prächtigen Individuum aus den *Opalinum*-Schichten von La Verpillière bei Lyon sind meine Schalenabdrücke vollständig identisch. Kleine, auffallend kräftig berippte Phosphoritkerne von etwa 30 mm größtem Durchmesser, die ich nur als *G.* cfr. ***aalense*** v. ZIET. bezeichnen kann, erinnern auch an ***Harpoceras*** cfr. ***costula*** JANENSCH (a. a. O. Taf. IX, Fig. 4—5).

Grammoceras cfr. *costulatum* (v. ZIET.) HAUG.

Flachgedrückte Schalenexemplare und guterhaltene Abdrücke. Wahrscheinlich ziemlich flach, enggenabelt, deutlich gekielt mit lichtangeordneten, deutlich vorgeneigten, ziemlich kräftigen und regelmäßigen, zumeist ungegabelten, außen stark vorgezogenen Sichelrippen. Diese schon in Lage 1 häufige Form steht der Spezies v. ZIETENS in der Auffassung von HAUG (Monogr. d. Ammon. Gatt. ***Harpoceras***, Diss. Straßburg, 1885, S. 88) nahe, vor allem ist sie nicht so dick und etwas enger genabelt als ***Dumortieria costula*** Rein. Da mir aber in plastischer Erhaltung nur bis 12 mm große Personen vorliegen und sonst nur flachgedrückte Umgänge bis gegen 30 mm Durchmesser, darf eine vorbehaltlose Gleichstellung mit *G.costulatum* um so weniger erfolgen, als ein Teil der Windungen, abweichend von diesem, eng berippt ist.

Grammoceras cfr. *subcomptum* BRANCO sp.; ziemlich häufig.

Kleine beschalte Kieskerne bis 17 mm und mehrere mangelhaft erhaltene Abdrücke bis 30 mm Durchmesser. Teils die geringe Größe, teils die Erhaltung verhindern eine vor-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

behaltlose Gleichstellung. Noch mehr gilt dies von den ziemlich häufigen, als *G.* sp. cfr. *subcomptum* Brco. zu bezeichnenden, stets flachgedrückten Personen. Bedeutend ähnlich sind diese den typischen, von mir im obersten Lias (ober-ζ) von Berg gesammelten Kieskernen.

Grammoceras lotharingicum Branco var.

Ungemein häufig in Lage 3 in allen Größen bis etwa 8,5 cm Durchmesser. Stimmt mit der Darstellung von Branco und besonders von Benecke überein (Eisenerzformation, S. 399ff., Taf. 51, Fig. 1—4; Taf. 52, Fig. 1—3, 5) in der flachen Gestalt der Umgänge, dem mittelweiten Nabel, der schrägen, nicht hohen Nabelfläche, der ziemlich deutlichen Nabelkante, den stark sichelförmigen, stets kräftig vorgeneigten, scharfen, nicht gegabelten oder gegabelten Rippen. Auf den älteren Umgängen sind diese auf der Nabelfläche immer nach vorn geschwungen, im übrigen zumeist mehr oder minder licht angeordnet. Der Kiel scheint etwas höher zu sein. — Kommt nicht selten typisch schon in Lage 2 und häufig noch in 4 vor.

Grammoceras fluitans Dum. sp.

Ein im ganzen etwa 70 mm großes Exemplar, bestehend aus wohlerhaltenem, teilweise beschaltem Kieskern von 40 mm Durchmesser, das übrige der Abdruck eines ziemlich zusammengedrückten Tonkerns. Kräftige Berippung bis 60 mm Durchmesser, fast genau wie bei Dumortier (Bass. d. Rhône IV, Lias supér., S. 253, Taf. 51, Fig. 7—8), dann feiner, dichter und anscheinend mit gröberen Anwachsstreifen. Bei ungefähr 37 mm Durchmesser beginnen Nabelfläche und -kante deutlich zu werden. Der Kieskern stimmt in Nabelweite, Umgangsdicke und Berippung mit größeren, prächtig überlieferten Kieskernen aus dem obersten Lias von Berg gänzlich überein, die ihrerseits Dumortiers Figur aus dem *Opalinum*-Horizont vollständig gleichkommen.

Grammoceras aff. *plicatello* (Buckm.) Ben. sp.

Mit Benecke, a. a. O. S. 411, Taf. 55, Fig. 1—5, stimmt ein ziemlich gut erhaltener und flachgedrückter Abdruck von 60 mm Durchmesser zwar in Nabelweite, schräger, ziemlich niedriger Nabelfläche und scharfer Nabelkante überein. Er unterscheidet sich aber durch radialgestellte oder leicht vorgeneigte, flache, vielfach halbverwischte, licht und ziemlich unregelmäßig angeordnete sowie ungleich starke Faltenrippen, die auf dem oberen Flankenteil stets abgeschwächt und vielfach sichelartig bis in Kielnähe vorgezogen sind. Schaltrippen sicher, Gabelungen vielleicht vorhanden. Kiel deutlich. — Hauptlager in Lage 2. In Lage 1 in typischen Personen bis 35 mm Durchmesser.

Grammoceras cfr. *Harpoceras* sp. Ben.

Diese Art scheint im *Lotharingicum*-Hauptlager nicht selten zu sein, ähnlich wie es nach Benecke in Lothringen

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

der Fall ist. — Im Vergleich mit a. a. O. S. 401, Taf. 52, Fig. 4, sind die Hetzlespersonen noch feiner gerippt. Auf den innersten Umgängen fehlt ihnen eine deutliche Nabelfläche.

Grammoceras (Dumortieria?) mactra Dum. sp.

Während diese Art im obersten Lias, z. B. von Berg, als Kieskern zu den häufigsten Formen zählt, liegen mir aus Lage 1 nur drei kleine, bis 30 mm große Exemplare vor. An das Urbild von Dumortier (a. a. O. S. 251, Taf. 50, Fig. 4—5) erinnern sie in Windungsdicke, Nabelweite, Zahl, Dicke und Verlauf der Rippen sowie Beschaffenheit des Kieles derart, daß Gleichstellung erfolgen muß.

Grammoceras sp. nov?

Die über 90 mm großen, flachgedrückten, wohl ziemlich flachgewölbten Exemplare sind mittelweit genabelt, wahrscheinlich deutlich gekielt und bis zu den inneren Windungen mit schräger Nabelfläche und gerundeter Nabelkante versehen. Verzierung aus einfachen, radial gestellten, geraden oder leicht vorgebogenen, auf dem äußeren Flankenteil verwischten, breiten, licht angeordneten Faltenrippen. Auf dem vorletzten Umgang sind es 20. Anwachsstreifen ziemlich verwischt. Die Berippung der inneren Windungen erinnert an *Grammoceras Hinsbergi* Benecke. (Eisenerzformat., S. 374. Taf. 46, Fig. 1). Doch sind bei dieser Art die Rippen sichelförmig und gehen bis an den Externteil; ihre Anzahl verdoppelt sich auf dem letzten Umgang nahezu.

? *Dumortieria* sp.

Bruchstück eines Kieskernes von dicker Gestalt, mit feinem, scharf abgesetztem Kiel, lichtangeordneten, kräftigen, ungegabelten, etwas vorgebogenen, oben leicht vorgezogenen, den Kiel nicht erreichenden Rippen.

Lioceras opalinum (Rein.).

Innere Umgänge verkiest, häufig unverdrückt und dann gut bestimmbar. Zum Vergleich benutzte ich reichhaltiges, gut überliefertes Material aus unverdrückten Schalen und Kalksteinkernen der *Torulosum*-Knollen von Ettmannsdorf bei Schwandorf. Hier setzt sich *L. opalinum* auf Grund einer vorläufigen Untersuchung aus vier Varianten zusammen, von denen I dem Arttypus am nächsten steht, III die größten vorhandenen Personen aufweist und IV dem *L. opalinum* var. *compta* Buckman = *L. comptum* Rein. gleichzustellen ist. Bei Hetzles findet sich I sehr häufig, II anscheinend selten, III häufig und ebenfalls mit den größten vorliegenden Exemplaren, IV = Var. *compta* (Buckm.) am zahlreichsten. Äußere Umgänge aus flachgedrückten Schalen bis 120 mm Durchmesser. Varianten auch bei diesen vielfach bestimmbar.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Lioceras opalinum Rein. cfr. var. *costosa* G. Hoffm.

Verhältnismäßig weitgenabelt mit *Opalinum*-artig geschwungenen, aber viel kräftigeren und weniger zahlreichen, regelmäßigen Rippen. Ziemlich häufig. Erinnert sehr an var. *costosa* Hoffmann (Unt. Dogg. i. Schmde, S. 61, Taf. 1, Fig. 20—30).

Lioceras costosum Quenst.

Kieskerne von normaler Größe, ziemlich häufig. Einigermaßen bestimmbare Personen jedoch selten. Der scharfabgesetzte Kiel spräche bei einem Vergleich mit Buckman (Suppl. Taf. 6, Fig. 2 und 6) mehr für *L. costosum* als für *L. subcostosum* (Fig. 6) Buckm., von welchen mir übrigens dieses nur als Varietät der Quenstedtschen Art erscheinen will.

Lioceras cfr. *undulatum* Buckm.

Kleine, bis 20 mm große, zusammengedrückte Schalen einer ziemlich dicken und enggenabelten, mäßig gekielten Form mit einfachen, vorgebogenen, licht angeordneten Faltenrippen, deren äußerer vorgezogener Teil sich rasch abschwächt. Anwachsstreifen deutlich. Am ähnlichsten Buckman, Suppl., S. XXXIX, Taf. 9, Fig. 1—3.

Belemniten (Tab. 1).

Von dieser Gruppe sind mir nur Rostren bekannt geworden, deren Erhaltung im allgemeinen gut ist. Nach ihrem zahlreichen Auftreten noch im fränkischen Lias mittel-ζ (*Toarcense-Striatulum*-Lager) und dem Rückgang in ober-ζ sind sie jetzt wieder häufiger. Bei weitem die zahlreichste Art bildet *B. (Hastites) subclavatus* Voltz, auch die einzige, die wegen ihrer Verbreitung in Lage 2—6 wahrscheinlich zu den Kennformen des *Torulosum*-Horizontes gehört. Vielleicht gilt dies auch für *B. opalinus* Quenst.

B. (Hastites) subclavatus Voltz.

Sehr häufig in Gestalt dünner, schlanker bis vergleichsweise dicker, keulenförmiger Formen. Den sehr dicken, nahstehenden *B. neumarktensis* Oppel habe ich hier nicht gesehen. Er liegt sonst gleichfalls in α_1, z. B. bei Berg.

B. (Megateuthis) opalinus Quenst. (= *B. Quenstedti* Oppel = *B. compressus paxillosus* Quenst.).

Die zahlreichen, vollständig überlieferten Rostren aus Lage 2 stimmen überein mit den Urbildern Quenstedts (Jura, S. 368, Taf. 42 Fig. 13) und E. Werners (Belemniten d. schwäb. Lias, Paläontogr. 1913, Bd. 59, S. 133, Taf. 12, Fig. 4 a u. b.) Die Bruchstücke aus den Lagen 4 und 6 sollen nur mit Vorbehalt gleichgestellt werden. Eine dem *B. opalinus* ähnliche, jedoch bedeutend schlankere Form bezeichne ich als *B.* sp. cfr. *opalinus* Quenst.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

B. *(Megateuthis)* sp. cfr. *rhenanus* OPPEL.

An diese Art erinnert das hintere Drittel eines Rostrums.

B. *(Odontobelus)* cfr. *tripartitus crassus* WERN. sp.

Das einzige Exemplar ist der Fig. E. WERNERS sehr ähnlich (a. a. O. S. 135, Taf. 13, Fig. 5). Nach WERNER ist diese Art in Lothringen ziemlich häufig vom obersten Lias bis in den obersten Dogger α.

B. (Odontobelus) brevirostris (D'ORB.) QUENST. sp.

Zahlreiche Rostren aus Lage 3, die in Größe und Erhaltung den kleinen, von QUENSTEDT dargestellten sehr ähnlich sind (Cephalopoden, S. 424, Taf. 27, Fig. 13—16 („B. acutus") und Jura, S. 287, Taf. 41, Fig. 22). Das einzige, große, 47 mm lange, prächtig überlieferte Exemplar unterscheidet sich von dem größten, in den „Cephalopoden", Fig. 17 abgebildeten durch schlankere, im größeren oberen Teil allmählicher verjüngte Gestalt. Dagegen zeigen alle Hetzlespersonen die leichte, dorsal gerichtete Abbiegung der Spitze wie a. a. O. Fig. 13—17. Nach WERNER (a. a. O. S. 136) im obersten Lias und im Dogger α (auch der Gegend von Altdorf).

B. (Brachybelus) breviformis (VOLTZ) BEN. sp.

Mehrere Rostren stimmen überein mit BENECKES Darstellungen (Abh. z. geol. Spez.-Karte v. Elsaß-Lothr., N. F., Heft 1, S. 47, Taf. 1, Fig. 5—6; Taf. 4, Fig. 5—9; Heft 6 (Eisenerzformat.), S. 286, Taf. 27, Fig. 5—6). Das größte, sehr gut erhaltene hat an der Spitze 2 ganz kurze seichte Furchen. Drei Exemplare stehen der dicken Varietät nahe (a. a. O. Taf. 1 Fig. 6), das vierte, viel schlankere der Fig. 5. Das fünfte, dickste, von mir als *B.* cfr. *breviformis* bezeichnete Rostrum erinnert durch Größe, Dicke, gerundet-vierseitigen Querschnitt und Zuspitzung-weise des Vorderendes, dessen Spitze abgerieben ist, sehr an a. a. O. S. 286, Taf. 27, Fig. 5—5a.

B. (Cuspiteuthis) acuarius macer QUENST. sp.

Das 18 mm lange Rostrum ist am ähnlichsten QUENSTEDT, Jura, S. 285, Taf. 41, Fig. 25. — In Schwaben im obersten Lias (ζ).

Krebse (Tab. 1).

Unter den Muschelkrebsen hat die Gattung *Cypris* vier nicht näher bestimmte Arten geliefert. Sie ist in allen Lagen vertreten, weitaus am häufigsten jedoch in 5.

Reste von Malacostraken sind gleichfalls nicht selten.

Wirbeltiere (Tab. 1).

Aus der Mehrzahl der Lagen, besonders den unteren, sind beim Schlemmen sehr kleine Gehörsteine zum Vor-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

schein gekommen. Sie lassen auf die Anwesenheit kleiner Wirbeltiere, vielleicht ziemlich kleiner Fische, schließen. Auf größere, grundbewohnende Fische sind vielleicht die über 50 mm langen, sehr koprolithenähnlichen, pyritreichen Knollen der Lage 1 zurückzuführen, die häufig zum größten Teil aus den glänzenden Kieskernen der zweifellos gefressenen Schneckenart *Alaria subpunctata* Mstr. bestehen.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

2. Einige Bemerkungen über das Sphaerocodien-Konglomerat von Alt-Liebichau bei Freiburg in Niederschlesien.

Von Herrn O. H. Schindewolf in Marburg (Lahn).

I. Historische Einleitung.

Obwohl bereits seit Beyrichs Zeiten bekannt, ist die Alterseinschätzung des Konglomerates aus dem Kalkgraben bei Alt-Liebichau und die Deutung der von ihm eingeschlossenen Kalkknollen bis auf den heutigen Tag schwankend und unsicher geblieben.

J. Roth[1]) hält 1867 die „Kalke" (d. h. das kalkführende Konglomerat) von Liebichau für gleichaltrig mit denen von Freiburg und Ober-Kunzendorf und stellt sie mit diesen zusammen in das Oberdevon.

1868 spricht sich W. Dames[2]) über die Natur der Liebichauer Kalkeinschlüsse dahin aus, daß es sich in ihnen nicht um „anstehende Gesteine", sondern um oberdevonische Kalke handelt, die auf sekundärer Lagerstätte als Gerölle in Konglomeraten kulmischen Alters liegen.

Dieser Auffassung schloß sich 1892 E. Dathe[3]) an, indem er gleichfalls von devonischen Kalkgeröllen inmitten kulmischer Konglomerate spricht und diese Deutung auch in der beigegebenen Karte zum Ausdruck bringt.

In annähernd gleicher Weise finden wir die Verhältnisse auf dem 1912 erschienenen Blatte Freiburg (Lieferung 145 der Geol. Karte von Preußen und benachb. Bundesst.) dargestellt, mit dem einzigen Unterschiede, daß

[1]) J. Roth, Erläuterungen zu der geognostischen Karte vom niederschlesischen Gebirge und den umliegenden Gegenden. Berlin 1867, S. 325.

[2]) W. Dames, Über die in der Umgegend Freiburgs in Nieder-Schlesien auftretenden devonischen Ablagerungen. Diese Zeitschrift **20**, 1868, S. 479, 480.

[3]) E. Dathe, Geologische Beschreibung der Umgegend von Salzbrunn. Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. **13**, 1892, S. 49.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

das bei DATHE als „Kalksteingerölle" verzeichnete Vorkommen hier die geschlossene Kalksignatur erhalten hat und in der Legende als „Kalkknollenlager vom Kalkgraben" geführt wird.

Diese Änderung geht auf E. ZIMMERMANN I zurück, der zunächst 1911 in dieser Zeitschrift[4]) und kurz danach 1912 in den Erläuterungen zu Blatt Freiburg (S. 32 und 40 ff.) seine von DATHE abweichende Auffassung des Alt-Liebichauer Konglomerates begründet hat. Zunächst verdanken wir ZIMMERMANN die wichtige Feststellung, daß ein Teil der Kalkknollen organischen Ursprungs ist und aus den kugeligen Bauen einer Alge (*Sphaerocodium* ROTHPL.) besteht, die in ihrem Innern häufig Brachiopoden und andere Fossilien oberdevonischen Alters einschließt. Da nun ZIMMERMANN weiterhin, wenigstens großenteils, in diesen „Kalkknollen keine Gerölle, sondern an Ort und Stelle entstandene" Bildungen sah, „deren Fossilinhalt also auch für das Alter der ganzen Schicht maßgebend ist" (1912, S. 41), so gelangte er dazu, dem Sphaerocodien-Konglomerat oberdevonisches Alter zuzuschreiben. Zu dem gleichen Schluß führten ihn weiterhin Funde devonischer Fossilien „nicht bloß in den Kalkknollen, sondern auch unmittelbar in dem diese einschließenden Konglomerat selbst". ZIMMERMANNS Auffassung läßt sich also kurz dahin zusammenfassen, daß bei Alt-Liebichau ein oberdevonisches Konglomerat mit vorwiegend bodenständigen Kalkbildungen vorliegt.

1921 habe ich[5]) dann in meiner „Paläogeographie des europäischen Oberdevonmeeres" den Alt-Liebichauer Fundpunkt kurz erwähnt und unter dem Eindrucke von DAMES und DATHE daran die Bemerkung geknüpft, daß hier die „oberdevonischen Kalke innerhalb von Kulmkonglomeraten auf sekundärer Lagerstätte zu liegen scheinen".

War mir seinerzeit das Vorkommen von Alt-Liebichau noch nicht aus eigener Anschauung bekannt, so hatte ich inzwischen auf einer Exkursion unserer Gesellschaft gelegentlich der Hauptversammlung in Breslau am 2. August 1922 unter Führung von Herrn E. ZIMMERMANN I Gelegenheit, die betreffenden Aufschlüsse kennenzulernen, und bin

[4]) E. ZIMMERMANN, Konglomerat mit *Sphaerocodium* und *Spirifer Verneuili* aus dem Kalkgraben bei Liebichau unweit Freiburg i. Schl. Diese Zeitschr. **63**, 1911, Prot., S. **35**.

[5]) O. H. SCHINDEWOLF, Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevonmeeres. Diese Zeitschr. **73**. 1921, S. 182.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

nunmehr in der Lage, auf Grund dieses und eines später wiederholten Besuches des Fundortes wie des dabei gesammelten Materiales einige auf eigener Beobachtung beruhende Bemerkungen über das Alt-Liebichauer Konglomerat zu machen. Ich halte es für angebracht, damit hervorzutreten, einmal um die von mir selbst seinerzeit, wenn auch mit Vorbehalt, wiedergegebene irrtümliche frühere Auffassung von einem kulmischen Alter der Konglomerate richtigzustellen, und zum anderen um etwaige neuere Zweifel an der zu Recht bestehenden Deutung ZIMMERMANNS als Oberdevon zu zerstreuen, wie sie beispielsweise auch damals seitens einiger Exkursionsteilnehmer geäußert wurden.

Damit ist das eine Resultat meiner gegenwärtigen Untersuchungen vorweggenommen. Wenn ich nunmehr hinsichtlich der Altersauffassung des Alt-Liebichauer Konglomerates mit ZIMMERMANN übereinstimme, so kann ich mich indessen seiner Deutung der in dem Konglomerat eingeschlossenen Kalke als bodenständige Bildungen nicht anschließen. Sowohl geologische Beobachtungen wie biologische Erwägungen scheinen mir in widerspruchsloser Eindeutigkeit darzutun, daß es sich dabei, entsprechend den Anschauungen der älteren Autoren, um allochthone Kalkgerölle auf sekundärer Lagerstätte handelt. Damit aber wird auch die Begründung ZIMMERMANNS für das oberdevonische Alter der Konglomeratbildung, soweit sie sich auf das Auftreten dieser Kalkeinschlüsse stützt, hinfällig, so daß wir genötigt sind, bei der Beweisführung andere Wege einzuschlagen oder doch ihren Schwerpunkt auf andere Beweismittel zu verschieben. Wir haben dabei von einer Betrachtung der Kalkeinlagerungen auszugehen.

II. Über die Natur der Kalkknollen im Sphaerocodien-Konglomerat.

Das in Rede stehende Konglomerat ist auf dem östlichen Gehänge des Kalkgrabens etwa 1½ km südlich des Gutes Alt-Liebichau in zwei kleinen übereinander gelegenen Steinbrüchen aufgeschlossen, deren Verhältnisse ZIMMERMANN in den Erläuterungen zu Blatt Freiburg (a. a. O. S. 40 ff.) so sorgfältig geschildert hat, daß nichts Wesentliches hinzuzufügen bleibt. Zum Verständnis des folgenden sei hier nur soviel wiedergegeben, daß in den genannten Aufschlüssen zwei derartige Konglomeratbänke auftreten, die ein mehrere Meter mächtiges Paket von blaugrauen,

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

graugrünen bis dunklen glimmerführenden Tonschiefern umschließen. Die Komponenten dieser Konglomerate bestehen aus teils sehr groben, teils feineren abgerundeten Geröllen vorwiegend von Quarz, sodann von Kieselschiefern, Gneisen usw. und werden durch eine sandige, glimmerreiche und bisweilen leicht tonige Grauwacke verkittet. Stellenweise treten die Gerölle zurück, so daß das Konglomerat alsdann in eine geröllarme bis -freie Grauwacke übergeht.

Innerhalb der im oberen Steinbruch aufgeschlossenen Konglomeratbank treten nun, namentlich an der Grenze gegen den Tonschiefer, zu den genannten Geröllen in großer Häufigkeit die kalkigen Sphaerocodien-Knollen hinzu, deren genauere Beschreibung wir ZIMMERMANN (a. a. O.) und ROTHPLETZ[6]) verdanken. Daneben finden sich dann weiterhin sehr häufig mehr oder weniger große Kalkknauern, die von Korallenresten erfüllt sind. Sie sind im Gegensatz zu den ± kugelförmigen und konzentrisch aufgebauten Algenkolonien von stets unregelmäßiger Gestalt und ohne bestimmte Struktur.

Die Sphaerocodien-Knollen schließen in ihrem Kern sehr häufig ein Fossil ein, das in regelmäßiger Weise von den konzentrischen Lagen des Algenbaus umhüllt wird. Am häufigsten finden sich wohlerhaltene Exemplare von *Spirifer (Trigonotreta) Verneuili* (MURCH.) aus den von GOSSELET unterschiedenen Gruppen der *elongati*, *hemicycli* und *proquadrati* und weiterhin von dessen Varietät *Archiaci* MURCH. mit extrem hoch ausgebildeter und schräg zur Dorsalschale gestellter Area der Stielklappe. Daneben konnte ich beobachten: *Productella „subaculeata"* aut., und zwar den oberdevonischen Typus mit geblähtem Wirbel und am Schalenrande gestreckten rippenförmigen und zu unregelmäßigen Reihen angeordneten Stachelbasen, *Porcellia* aff. *bifidae* (SDBG.) und eine weitere Art von *Porcellia* bzw. *Euomphalus*. Endlich sind nicht näher bestimmbare Choneten und ein vereinzelter Lamellibranchier zu erwähnen. Eine genauere Bestimmung der an sich meist gut erhaltenen Stücke scheitert an der einstweilen geringen Durcharbeitung entsprechender anderweitiger Vorkommnisse und an dem Mangel neuerer monographischer Darstellungen der betreffenden Tiergruppen. Als Seltenheit konnte ich ferner

[6]) A. ROTHPLETZ, Über *Sphaerocodium Zimmermanni* n. sp., eine Kalkalge aus dem Oberdevon Schlesiens. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. XXXII, II. „1911" (1914), S. 112.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

in einigen Fällen auch Ästchen der unten noch zu erwähnenden *Pachypora* cf. *vermicularis* (M'Coy) inmitten der Sphaerocodien-Knollen beobachten. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß diese kleine Fauna dem Oberdevon angehört und der tiefoberdevonischen Brachiopodenfazies entspricht. Bisweilen werden Bruchstücke von *Spirifer Verneuili* und *Productella „subaculeata"* auch frei in dem Konglomerat und der geröllarmen Grauwacke gefunden, dann aber stets nur in stark zerfetzter und zerquetschter Form.

Die anderen oben erwähnten unregelmäßig gestalteten Kalkknauern sind fast stets erfüllt von den Kolonien von *Pachypora* cf. *vermicularis* (M'Coy) und enthalten hin und wieder an rugosen Einzelkorallen Exemplare von *Endophyllum priscum* (Mstr.). Auch diese Fossilien finden sich recht häufig als stark zertrümmerte und korrodierte kleine Bruchstücke frei in der Grundmasse des Konglomerats. Das geologische Alter dieser Korallen ist nicht völlig sicher bekannt, sehr wahrscheinlich aber sind sie wegen ihrer sonstigen Verbreitung bei Ober-Kunzendorf, Grund, Rübeland usw. im Anschluß an Frech[7]) als oberdevonisch zu bezeichnen.

Alle die genannten Fossilien wurden, wie oben ausgeführt, von Zimmermann als bodenständig aufgefaßt und zum Beweise für ein oberdevonisches Alter der Konglomerate herangezogen. Dagegen scheinen mir verschiedene Gründe zu sprechen.

Wie mir Herr Zimmermann freundlichst brieflich mitteilte, stellt er sich die Sphaerocodien-Knollen als ursprünglich von filzartiger Beschaffenheit vor, eine Auffassung, der ich durchaus beipflichte. Wären aber derartige weiche Filzkugeln primär in dem groben Konglomerat eingebettet worden, so hätten sie m. E. zerquetscht und zerdrückt werden, Gerölle hätten vielfach in den Filz hineingepreßt werden müssen, was indessen nirgends zu beobachten ist. Ich glaube schon daraus schließen zu sollen, daß die Sphaerocodien-Knollen erst in verfestigtem Zustande in das Konglomerat hineingelangt sein konnten.

Weiterhin ist vielleicht auch zu erwarten, wären die Algenthallome wirklich in dem Bereich der Konglomeratbildung entstanden, daß sie bisweilen auch einzelne Gerölle ummantelt oder sonst in ihr Gewebe aufgenommen hätten,

---

[7]) Fr. Frech, Die Korallenfauna des Oberdevons in Deutschland. Diese Zeitschr. **37**, 1885, S. 80 bzw. 106.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

anstatt ausschließlich Brachiopoden- und Molluskenschalen, wie sie sich mit Bestimmtheit autochthon in diesem Konglomerate nicht finden, oder lediglich ein sehr feines Quarzkörnchen zu umhüllen. Denn die bisweilen im Konglomerat auftretenden Brachiopodenfragmente kann ich wegen ihrer starken Zertrümmerung und Abrollung nur für sekundär umgelagert und eingeschwemmt halten. Auch selbst in der geröllfreien feineren Grauwacke kommen sie in einem stark zerfetzten Zustande vor, der mit primärer Einbettung kaum vereinbar ist. Wo uns solche Grauwacken mit sicher autochthonen Fossilien vorliegen (z. B. Erbsloch-Grauwacke des Kellerwaldes), da sind die letzteren doch stets mehr oder weniger vollständig und gut erhalten. Zudem glaube ich bei einigen derartigen „freien" Spiriferenbruchstücken noch Reste einer ehemaligen Algenumhüllung zu erkennen, so daß derartige Stücke aufgearbeiteten Sphaerocodien-Knollen zu entstammen scheinen. Die meisten derartigen Vorkommnisse indessen werden einer Algenbekleidung entbehrt haben und sind ohne eine solche, zumeist wohl schon in Bruchstücken, aus ihrem primären Muttergestein herausgewaschen und in das Konglomerat hineinverflößt worden.

Endlich lassen mich biologische Erwägungen die Annahme einer sekundären Umlagerung der Sphaerocodien-Knollen fordern. Ich vermag mir schlechterdings nicht vorzustellen, daß derartige Algen, die doch sicherlich gegen mechanische Beeinflussungen recht empfindlich waren, in einem so stark bewegten und verunreinigten Wasser gedeihen konnten, wie es zur Zeit und am Orte der Konglomeratbildung geherrscht haben muß[7a]). Auch Rothpletz

[7a]) Während der Korrektur füge ich nach einer weiteren Beschäftigung mit den hier behandelten Fragen hinzu, daß die rezenten Codiaceen nach E. Küster (Zur Anatomie und Biologie der adriatischen Codiaceen. Flora **85**, 1898, S. 170) und Fr. Oltmanns (Morphologie und Biologie der Algen. 2. Aufl., I, Jena 1922, S. 386) allerdings teilweise am Gestein angeheftete Brandungsformen, andernteils Bewohner von sandigen oder schlickigen Meeresböden bis zu 120 m Tiefe hinab sind. Danach muß also auch den Sphaerocodien günstigstenfalls wohl eine Lebensmöglichkeit in unserem konglomeratischen Sedimentationsareal eingeräumt werden, es kann ihnen dagegen aber kaum eine Erhaltungsmöglichkeit in dem grobklastischen Sediment zugesprochen werden. Auch selbst wenn die Sphaerocodienthallome primär verkalkt waren, wie gegenüber der oben geäußerten Vermutung wohl als sicher anzunehmen ist, wird die Kalkinkrustation analog den Verhältnissen bei lebenden Codiaceen

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

spricht sich (a. a. O. S. 117) dahin aus, daß das Auftreten von Quarzsand und anderen klastischen Materialien „dem Wachstum dieser Pflanze unbedingt sehr hinderlich hätte sein müssen", wobei allerdings seine weitergehenden Folgerungen, die sich nur auf das Studium von Handstücken und Dünnschliffen stützen, die geologischen Verhältnisse des Vorkommens aber nicht genügend berücksichtigen, abzulehnen sind.

Bessere Lebensbedingungen würden sie demgegenüber zweifellos während der ruhigeren detritusärmeren Zeiten toniger Sedimentation gefunden haben, aber gerade in den da entstandenen Tonschiefern finden sie sich nicht oder nur noch eben auf ihrer Grenze gegen das Konglomerat. Auch diese auffällige Verteilung der Sphaerocodien-Knollen ist nur so restlos zu verstehen, daß wir sie als eingeschwemmt auffassen. Während zu der Zeit der Konglomeratbildung die Stoßkraft des Wassers groß genug war, die relativ umfangreichen und schweren Sphaerocodien-Knollen aus einem in Zerstörung begriffenen Sediment herauszulösen, in Bewegung zu setzen und dem Konglomerat zuzuführen, reichte sie während der ruhigeren Zeit des Schieferabsatzes dazu nicht aus, und die Verflößung unterblieb. Ebenso ist die Beschränkung der zertrümmerten freien Spiriferen- und Productellen-Bruchstücke allein auf das Konglomerat zu beurteilen, während man sie bei Annahme primären Vorkom-

---

nicht derart vollkommen und starr gewesen sein, daß sie der starken Beanspruchung durch die ständig bewegten Gerölle und der Aufschotterung groben Materials ausreichenden Widerstand entgegensetzen konnten; sie mußten vielmehr restlos zerquetscht und zerstört werden. Damit stimmt überein, daß uns fossile Codiaceen und insbesondere Sphaerocodien nur aus kalkigen oder mergeligen Sedimenten überliefert sind: *Sph. gotlandicum* Rothpl. und *Sph. Munthei* Rothpl. werden von A. Rothpletz (Über die Kalkalgen, Spongiostromen und einige andere Fossilien aus dem Obersilur Gottlands. Sveriges Geolog. Unders. Afh. och upps. Ser. C a, Nr. 10, 1913, S. 19 ff.) aus reinen Kalken, Mergelkalken und Mergelschiefern des gotländischen Obersilurs beschrieben; *Sph. Bornemanni* Rothpl. findet sich nach Rothpletz (Fossile Kalkalgen aus den Familien der Codiaceen und der Corallineen. Diese Zeitschr., **43**, 1891, S. 300) und K. Leuchs (Sphaerocodium im nordalpinen Plattenkalk. Zentralbl. f. Min. usw., 1925, Abt. B, 1, S. 5 ff.) in Kalken verschiedener Horizonte der alpinen Trias. Aus grobklastischen Gesteinen dagegen sind m. W. Sphaerocodien bisher nicht bekannt geworden, und das bestärkt mich weiterhin in der Annahme, daß auch *Sph. Zimmermanni* nicht in dem Alt-Liebichauer Konglomerat selbst gelebt hat und dort primär eingebettet wurde.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

mens demgegenüber gerade in der ihrem Gedeihen gewiß förderlicheren Schieferfazies erwarten sollte.

Spuren einer Abrollung und mechanischen Bearbeitung der Sphaerocodien-Knollen sind nur relativ selten zu beobachten, aber auch bei ihrer bereits primär kugligen und daher keinerlei Angriffspunkte bietenden Gestalt kaum zu erwarten. Immerhin habe ich aber, abgesehen von den schon oben erwähnten Fällen einer wahrscheinlichen Aufarbeitung, auch vereinzelte Knollen gefunden, die einseitig angeschliffen sind, so daß das jeweils eingeschlossene Fossil nicht mehr in der Mitte gelegen, sondern dem angeschliffenen Rande genähert bzw. selbst von diesem angeschnitten ist, ohne daß ich auf diese Beobachtungen entscheidenden Wert legen möchte.

Eine weit deutlichere Sprache für sekundäre Umlagerung reden noch die mit Korallen erfüllten Kalkknollen und die sich lose im Konglomerat findenden Korallenfragmente. Es ist hier eine ganz unmögliche Vorstellung, daß diese Korallen, die so empfindlich auf Verunreinigungen des Wassers reagieren und nur in der mäßig bewegten klaren Flachsee gedeihen, im Milieu der konglomeratischen Aufschüttung gelebt haben sollten. Auch für ihre Verteilung gilt das gleiche, wie es oben für die Sphaerocodien-Knollen angegeben wurde: Sie finden sich nur in den groben Konglomeraten, nicht aber in den Schiefern, deren Bildungszeit ihnen am ehesten vielleicht noch gerade kümmerliche Existenzbedingungen geboten hätte.

Sprechen schon diese Überlegungen zweifellos für die Geröllnatur der korallenführenden Kalkknollen, so findet unsere Auffassung hier eine weitere Stütze in der meist sehr deutlichen Abrollung und Abschleifung der Kalkknauern und der weitgehenden Zertrümmerung der inmitten des Konglomerates frei auftretenden Korallenästchen. Es handelt sich dabei um Korallenzweige und abgebrochene Stücke aus einem andernorts in ruhigerem Wasser gebildeten oder in Bildung begriffenen Korallenriff, wobei die häufig aus den derberen Brocken hervorragenden Pachyporenkolonien während des Transportes je nach ihrer Lage zur Bruchfläche vollkommen quer oder längs abgeschliffen worden sind. Immerhin kann bei diesen Knollen kaum ein Transport aus sehr weiter Ferne vorliegen, da sie dazu nicht genügend bearbeitet erscheinen, ihre Oberflächen vielmehr häufig noch deutliche und nicht ausgeglichene Gruben und Wellungen zeigen.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Geologische wie biologische Gründe lassen somit an der sekundären Geröllnatur der Sphaerocodien-Knollen und der korallenführenden Kalkknauern keinen Zweifel.

III. Über das Alter des Sphaerocodien-Konglomerats.

Sind daher die Kalkknollen wegen ihrer ortsfremden Entstehung und sekundären Verflößung in das Konglomerat nicht zu dessen Altersbestimmung bzw. dafür lediglich in dem Sinne eines „jünger als" zu verwenden, so müssen wir uns zu diesem Ende nach anderen Kriterien umsehen. Als einzig autochthon und damit für das Alter maßgebend ist die Fauna der den Konglomeratbänken eingeschalteten Schiefer anzusehen, die allerdings im Kalkkgraben von Alt-Liebichau nicht besonders reichhaltig ist.

An solchen zweifellos bodenständigen Fossilien aus der Schieferserie fielen mir zunächst unvollständige Abdrücke von Spiriferen in die Hände, die in ihrer lamellösen Schalenskulptur eine gewisse Ähnlichkeit etwa mit *Syringothyris laminosa* (M'Coy) und anderen mit kräftigen Anwachsstreifen gezierten Spiriferen des Unterkarbons erkennen, sich dagegen kaum auf irgendwelche mir bekannte oberdevonische Typen beziehen lassen. Sodann habe ich unter den häufiger vorkommenden Pflanzenresten der Schiefer ein deutlicheres Stück aufgefunden, das nach einer freundlichen Mitteilung Herrn Gothans als *Lepidodendron acuminatum* Goepp. zu bestimmen sein dürfte und somit auf Kulm hinweisen würde. Ein weniger gut erhaltener, auf der gemeinsamen Exkursion von Herrn W. Wetzel gesammelter „archäopteridischer Schnipsel" (Gothan) könnte dies Alter bestätigen, ist aber wegen seiner mangelhaften Erhaltung ohne eindeutigen stratigraphischen Wert.

Alle diese Funde bestärkten mich zunächst in meiner früheren Vermutung, daß es sich bei den Konglomeraten und Schiefern um Unterkarbon handeln möchte. Indessen ist ihnen doch, wie sich später zeigte, keine unbedingte Beweiskraft beizulegen, sie haben sich vielmehr in ihrem Altershinweise den noch zu erwähnenden Funden und Folgerungen unterzuordnen. Auf der einen Seite sind die gegenannten Spiriferen für eine eindeutige Bestimmung zu unvollkommen erhalten[8]) und haben damit trotz ihres gewiß

[8]) Das Vorkommen von Spiriferen mit mangelhafter Erhaltung im Schiefer widerspricht nicht den obigen Ausführungen über den zu fordernden guten Erhaltungszustand primär in feinkörnigen

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

bemerkenswerten Fingerzeiges auf Kulm keinen genügenden Aussagewert; auf der anderen Seite sind bekanntermaßen die floristischen Unterschiede zwischen Oberdevon und Unterkarbon nicht groß genug, um bei unzureichendem Material eine einwandfreie phytostratigraphische Grundlage abzugeben.

Wichtiger erscheinen mir daher für die Altersfrage mehrere sicher bestimmbare Funde von *Praecardium duplicatum* (Mstr.), welche Form bisher nur aus dem Oberdevon bekannt ist. Sonst habe ich in den Schiefern von Alt-Liebichau nur noch indifferente Crinoidenstielglieder nachweisen können, die für eine Altersbestimmung wertlos sind.

Ist nun damit durch das Vorkommen von *Praecardium duplicatum* allein, angesichts des scheinbar entgegenstehenden Befundes der übrigen Fossilien, die Festsetzung des Sphaerocodien-Konglomerates als oberdevonisch noch keineswegs sichergestellt, so sind wir doch durch Hinzuziehung der übrigen Schiefervorkommnisse aus der Umgegend von Alt-Liebichau in der Lage, dieses Alter zu bestätigen und weiterhin zu belegen. Nach den Feststellungen E. Zimmermanns (1912, S. 44) setzen sich die Schiefer aus dem Kalkgraben bis nach Seifersdorf und zu verschiedenen Punkten im Süden von Alt-Liebichau fort. Örtlich schließen sie hier kleine Faunen ein, von denen sich aus den Aufsammlungen E. Zimmermanns Belegstücke in der Geologischen Landesanstalt befinden. Dank dem liebenswürdigen Entgegenkommen der Herren Zimmermann und Dienst hatte ich erwünschte Gelegenheit, diese Stücke zu untersuchen.[9])

So konnte ich zunächst aus grüngrauen glimmerreichen Tonschiefern vom „Kammweg westlich dem Jerusalemhügel bei Seifersdorf (Bl. Schweidnitz)" *Buchiola retrostriata* (v. B.), *B. palmata* (Goldf.) und *Praecardium duplicatum* (Mstr.) bestimmen, die sich dort zusammen mit Pflanzenresten finden.

Aus glimmerreichen Tonschiefern, die „etwa 1 km südl. vom „*A*" des Wortes Alt-Liebichau (Bl. Schweidnitz)" aufgeschlossen sind, lagen mir neben Pflanzenresten *Buchiola*

Sedimenten eingebetteter Fossilien, da mir bisher daraus nur ganz wenige, im ganzen drei Stücke bekannt sind, während sich in den Konglomeraten Spiriferenbruchstücke in großer Zahl finden, ohne daß je ein einziges unversehrtes Stück darunter beobachtet werden konnte.

[9]) Ich gestatte mir, auch an diesem Ort den genannten Herren für ihre Hilfsbereitschaft und Herrn Gothan für die gütige Auskunft über die oben erwähnten Pflanzenreste meinen verbindlichsten Dank zu sagen.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

retrostriata und ein Bruchstück eines involuten Goniatiten mit bikonvexen Anwachsstreifen vor, das möglicherweise auf die Gattung *Tornoceras* zu beziehen ist.

Vom „Punkt bei „426", 1 km südl. Alt-Liebichau" sah ich auf Schieferplatten *Buchiola retrostriata*, *B. palmata* und *Entomis* cf. *serratostriata* (Sdbg.).

Endlich lagen mir aus dem „Bahneinschnitt Alt-Liebichau bei km 63,3 auf der Grenze der Blätter Freiburg und Schweidnitz" blaugraue und dann sehr glimmerreiche bis grünlichgraue Schieferstückchen mit *Buchiola* sp., anderen unbestimmbaren Lamellibranchiern und zwei weitgenabelten Goniatiten vor, die auf Grund ihrer bikonvexen Anwachsstreifen und der allerdings nur undeutlich sichtbaren Teile ihrer Lobenlinie als *Gephyroceras* vel *Manticoceras* sp. zu bestimmen sind.

Alle diese Funde weisen übereinstimmend und eindeutig auf Oberdevon hin, und da die Schiefer des Kalkgrabens mit den soeben genannten Vorkommnissen in unmittelbarem Zusammenhange stehen, so muß ihnen und den damit verknüpften Konglomeraten das gleiche Alter zukommen, wie auch schon oben aus den dortigen Funden selbst wenigstens wahrscheinlich gemacht werden konnte. Wir gelangen also auf diesem Wege, unter alleiniger Berücksichtigung der sicher autochthonen Schieferfauna und unter Ausschluß der nichts beweisenden, da allochthonen Gerölle, zunächst zu dem Nachweis eines allgemein oberdevonischen Alters für das Liebichauer Sphaerocodien-Lager.

Hinsichtlich der genaueren Altersbestimmung liefern uns die erwähnten Manticoceraten Anhaltspunkte. Das Konglomerat ist danach während der tiefoberdevonischen Manticoceras-Stufe gebildet worden, kann jedoch nicht unmittelbar an der Basis des Oberdevons zum Absatz gelangt sein, da ihm zeitlich die auch bereits im Oberdevon erfolgte Riffbildung und die Entstehung und Verfestigung der Sphaerocodien-Knollen vorausgegangen ist. Die Zeit der konglomeratischen Sedimentation dürfte damit in höhere Teile der Manticoceras-Stufe zu verlegen sein, worauf auch vielleicht das Vorkommen von *Praecardium duplicatum* hinweist, das bisher erst in der nächstfolgenden Cheiloceras-Stufe, z. B. des Enkeberges und von Gattendorf[10]), gefunden worden ist.

[10]) O. H. Schindewolf, Stratigraphie und Ammoneenfauna des Oberdevons von Hof a. S. N. Jahrb. f. Min. usw., B.-Bd. XLIX, 1923, S. 277. 278. Vgl. die daselbst gemachten Bemerkungen über eine mögliche Erweiterung der Art durch etwaige Einbeziehung von *Praecardium vetustum* (Hall).

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Parallelen für derartige Konglomeratbildungen der höheren Manticoceras-Stufe und wahrscheinlich genau des gleichen Horizontes sind uns jetzt auch aus anderen deutschen Gebietsteilen bekannt, wobei ich auf die Konglomerate und Grauwacken von Pastig bei Saalfeld[11]) und die erst kürzlich von mir[12]) als oberdevonisch erkannten brecciösen Konglomerate des Schübelberges im Frankenwalde hinweise. Wahrscheinlich wird es sich an all diesen Orten um Zeugen der erst während der höheren Manticoceras-Stufe weiter um sich greifenden oberdevonischen Transgression handeln, da zumeist erst oberhalb dieser klastischen Basalbildungen die ruhigere Sedimentation von Cephalopodenkalken des tieferen Meeres anhebt.

Paläogeographisch stelle ich mir die Verhältnisse in der Umgebung von Alt-Liebichau derart vor, daß sich in einem Flachseegebiet des tiefoberdevonischen Meeres, wahrscheinlich in getrennten Arealen, einerseits Korallenriffe ansiedelten und andererseits eine Brachiopodenfauna lebte, von der in dem hier herrschenden ruhigen und reinen Wasser zahlreiche Individuen zusammen mit gelegentlich abgerissenen Korallenästchen des Riffs von Sphaerocodien-Mänteln umwachsen wurden. Darauf erfolgte eine Verfestigung der Riffkalke und Sphaerocodien-Knollen und daran anschließend, möglicherweise unter vorübergehender Trockenlegung, eine Herauslösung der letzteren aus ihrem Muttergestein, etwa einem weichen leicht zerstörbaren Mergel. Alsdann setzte in einem anderen, vielleicht erst jetzt hinzueroberten Teile des Flachseebeckens, die Bildung des Konglomerates ein, dem nun nach kurzem Transport und unter relativ geringer Abrollung die bereits verfestigten Riffkalk- und Sphaerocodien-Knollen zugeführt wurden.

Oberdevonische Kalkgerölle befinden sich somit auf sekundärer Lagerstätte in gleichfalls oberdevonischen, jedoch etwas jüngeren Konglomeraten; anders lassen sich m. E. die Zeichen nicht deuten.

---

[11]) O. H. Schindewolf, Bemerkungen zur Stratigraphie und Ammoneenfauna des Saalfelder Oberdevons. Senckenbergiana VI, 1924, S. 96.

[12]) O. H. Schindewolf, Vorläufige Übersicht über die Obersilurfauna des „Elbersreuther Orthoceratitenkalkes". Senckenbergiana VI, 1924, S. 189, 190.

[Manuskript eingegangen am 15. Mai 1924.]

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

3. Das innere System im west- und süddeutschen Thermalphänomen.

Von Herrn W. Deecke in Freiburg i. Br.

Im Oberrheingebiet haben wir eine erhebliche Zahl von Thermalquellen, welche sich an die bekannten alten Massive der Vogesen und des Schwarzwaldes anschließen und den Südabfall des Rheinischen Schiefergebirges von Kreuznach bis Nauheim begleiten. Teils sind sie linienartig angeordnet, wie in dem letzten Falle, teils liegen sie isoliert wie z. B. Wildbad, Plombières und Baden im Aargau. Sie fehlen dem Odenwald und der Pfälzer Haardt und scheinen, wenn man sie als Ganzes zusammenfassend betrachtet, den stärker bewegten Abschnitten der alten varistischen Rümpfe eigen zu sein.

Ich hatte mir einmal eine Liste dieser warmen Wasser gemacht, welche ich weiter unten tabellarisch wiedergebe, und war dabei vor dem Problem stehengeblieben: Warum sind diese Thermen so sehr verschieden warm? Läßt sich vielleicht dafür geologisch eine Erklärung finden, welche zugleich dies ganze Phänomen im Oberrhein- oder sogar weitergehend im Rheingebiet von Baden (Aargau) bis Aachen einigermaßen befriedigend erklärt.

Bei den meisten der warmen Quellen ist festgestellt, daß sie mit Verwerfungen oder wenigstens mit bedeutenden tektonischen Linien verknüpft sind. So liegen die Aachener Schwefelwasser auf einem Bruche, die Kreuznacher, Wiesbadener, Homburger und Nauheimer Thermen am südlichen Steilabbruch des Rheinischen Schiefergebirges; Baden-Baden steht ebenso wie Badenweiler auf Rissen am Rande von Granitmassiven; Niederbronn, Kestenholz, Rappoltsweiler, Sulzbach im Elsaß sind an die Randbrüche der Vogesen gebunden, Baden-Aargau an die Lägernkette und das Ausklingen der Jurafaltung. Im Lande Baden gibt es noch eine Anzahl weiterer, wenig bekannter warmer Quellen bei Munzingen, Sulzburg, Riedlingen, Säckingen, welche teils auf der Rheintalspalte, teils auf anderen Verwerfungs-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

klüften aufdringen; dazu gehört die 1911 erbohrte Nenaquelle von Krozingen, südlich von Freiburg. Auf einem Granitporphyr und Erzgange steht das warme Wasser von Sulzbach bei Oberkirch, und vulkanischer Natur ist zweifellos das im Zentrum des Kaiserstuhls aufsteigende, die sogenannte Badlochquelle bei Vogtsburg.

Zu diesen noch vorhandenen Thermen kommen zahlreiche Spuren verschwundener in Form von Mineralgängen auf Spalten in und an den Vogesen und Schwarzwald, wobei diesmal auch Haardt und Odenwald nicht ausgenommen sind. Im Besonderen handelt es sich um Absätze von Baryt, Quarz, Fluorit und einigen begleitenden Erzen, unter denen silberhaltiger Bleiglanz die Hauptrolle spielt.

Nach dieser kurzen Einleitung möge man den nachstehenden Erwägungen folgen. Von der Temperatur der einzelnen Quellen wäre abzuziehen die mittlere Ortstemperatur, um zu beweisen, daß die Wasser wirklich Thermen sind. Zweitens ließe sich umgekehrt einmal berechnen, wieviel Wärme die Überlagerung der Gesteinsmassen hervorbringt, d. h. man könnte die Höhenlage der Austrittsstellen mit Hilfe der mittleren geothermischen Tiefenstufen als Grad in Rechnung stellen und damit gewissermaßen die Wärme auf Meeresspiegel berechnen. Anders aufgefaßt, aber eigentlich das Gleiche wäre aus der vorhandenen Temperatur weniger der durch die Überdeckung bedingten Temperatur die Tiefenstufe des Ursprungs zu ermitteln.

Wir erhalten dann die folgende Tabelle, in der 30 m = 1 C gesetzt ist, also z. B. 200 m = 7°.

H. üb. M. m							
200	Niederbronn (Unt.-Els.)	17,5°	davon ab		7°	Rest	10,5°
180	Sulzbad (Unt.-Els.)	14°	„	„	6°	„	8°
200	Kestenholz (Ob.-Els)	16°	„	„	7°	„	9°
250	Rappoltsweiler (Ob.-Els.)	16,9°	„	„	8°	„	8,9°
300	Sulzbach (Baden)	17°	„	„	10°	„	7°
240	Badloch (Kaiserstuhl)	21°	„	„	8°	„	13°
200	Munzingen bei Freiburg	16°	„	„	7°	„	9°
462	Sulzburg (Ob.-Baden)	23°	„	„	15°	„	8°
350	Riedlingen bei Kandern	19°	„	„	8°	„	11°
450	Badenweiler	27°	„	„	15°	„	12°
300	Säckingen	27°	„	„	10°	„	17°

Herausfallen natürlich alle heißen Quellen, nämlich Wiesbaden, Homburg, Wildbad, Baden-Baden, Morsbronn (Elsaß), Source Laternier bei Nancy, Groß-Moyeuvre bei

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Metz, Plombières, Baden-Aargau, bei denen die Temperaturen zwischen 30 und 70° liegen. Es sind folgende Orte:

Aachen	36 - 44°	Groß-Moyeuvre . . .	53°
Ems	28—46°	Source Laternier . .	36,5°
Schlangenbad . . .	27—30°	Plombières	15—32°
Wiesbaden	69°		einz. 70°
Münster am Stein . .	30,6°	Les Bains en Vosges .	40°
Baden-Baden	44—64°	Zurzach	42°
Wildbad	36—39°	Baden (Aargau) . . .	46—48°
Nauheim	32—34°	Morsbronn (Unt.-Els.) .	41,5°

Dazu kommen alte Thermalstellen, wie Kannstadt, Taubach bei Weimar, Steinheim und Ries bei Nördlingen.

Aber die lauen Wasser von Vogesen- und Schwarzwaldrand nehmen, wenn man die Überlagerung abzieht, vielfach alle nahezu dieselbe Wärme (zwischen 7 und 9°) an. Das ist aber ziemlich genau die mittlere Ortstemperatur etwas rauher als die Orte am Rheintalrande, so daß man der Gegend. Sulzbach (Baden) liegt im Gebirge, ist daher diese Zahl sehr gut von 7 auf 8 oder 8,5° erhöhen darf. Dann ergibt sich, daß alle diese Wasser nicht tiefer herkommen, als aus dem Meeresspiegelniveau. Abweichend sind Badenweiler, Riedlingen, Säckingen und das Badloch im Kaiserstuhl mit höheren Werten. Bei der im Körnigen Kalk im Zentrum des Vulkans entspringenden letzten Quelle ist man eher darüber erstaunt, daß die Wärme so gering ist; bei den drei anderen ist bezeichnend, daß es alles badische Wasser sind, kein einziges elsässer sich darunter befindet. Darin prägt sich wieder eine Verschiedenheit von Schwarzwald und Vogesen aus; ferner sind alle vier oberbadische Quellen und solche, die am Rande des höchsten Gebirgs-

Dieser Umstand hat mich zu einer einheitlichen Auf-

abschnittes hervortreten.

fassung des oberrheinischen Thermalphänomens für die lauen Wasser geführt. Wir wissen, daß im Mesozoikum das Oberrheingebiet absank, zum mindesten wesentlich tiefer lag als heute. Der eigentliche Rheintalgraben muß ja weit unter den Meeresspiegel herabgereicht haben, da er rund 1000 m tertiäre Sedimente birgt. In dieser tieferen Lage haben die Gesteine lange verharrt und dabei allmählich eine höhere Wärme angenommen. Mit der Alpenfaltung trat ein erstes langsames, darauf mit der pliocänen und diluvialen Jurafaltung ein rasches Aufsteigen ein, wodurch die erwärmten Gesteine in höhere Regionen gelangten. Schwarzwald und Vogesen erhoben sich stärker als Odenwald und Haardt, die Randgebirge insgesamt energischer

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

als der zwischen ihnen liegende Graben. Dieser letzte wurde von Straßburg aufwärts um rund 240 m gehoben, das Gebirge in Oberbaden und Oberelsaß um mindestens 600 m; soviel können wir als Wenigstes am Freiburger Schönberg nachweisen. Für die Ebene erhalten wir also Gesteine, welche 8°, für den Gebirgsrand solche, welche 20° über erwärmt waren. In der Ebene ging die Abkühlung langsam, im Gebirge rascher vor sich und ist nun auf 12 bis 13° herabgesunken. An den weniger stark bewegten und weniger gehobenen, weil dem Alpendruck ferner liegenden Massiven des Odenwaldes und der Haardt haben wir daher heute eigentlich keine warmen Wasser mehr; die Differenzen waren unbedeutender, das Aufsteigen erfolgte langsamer und vor allem die Massen selbst sind geringer. Interessant ist, daß die warme Quelle von Säckingen,, welche am südlichsten liegt, also durch die dort weit ins Diluvium fortgehende Hebung des Schwarzwaldes als die jüngste aufgefaßt werden muß, auch die wärmste ist (17° Überschuß). Auch ist dort die Masse des badischen Grund- und Granitgebirges am einheitlichsten und kompaktesten. Damit paßt weiterhin, daß die Vogesen heute so arm an Thermen sind; denn sie sind älter als der Schwarzwald, vielleicht überhaupt weniger untertaucht gewesen. Wir finden nämlich im Oligocän bereits Trümmer ihrer Sandsteindecke, wovon in Oberbaden gar keine Rede ist. Das paßt alles ungezwungen in die gesamte geologische Geschichte dieser Landesteile hinein.

Vor allem harmoniert damit die weite Verbreitung früherer Thermalwirkungen. Das verhältnismäßig rasch aufsteigende und die zurückbleibende Ebene immer überragende Gebirge mußte seinen Wärmeüberschuß abgeben, und zwar durch überall an seinem Rande hervorbrechende warme Quellen. Auf beiden Seiten des großen Grabens beobachten wir nun von Straßburg aufwärts an und auf den Hauptspalten fast zusammenhängend Absätze von Quarz, Baryt, Fluorit, Bleiglanz, ferner Auslaugungen und Bleichungen, endlich Verkieselungen der Gesteine. Am Schwarzwald beginnen sie bei Bruchsal, setzen sich über Reichenbach unweit Lahr fort, ziehen im Schuttertal herüber zur Elz, kommen bei Bleibach, Waldkirch und im Glottertal vor; südlich von Freiburg ist die Hauptverwerfung mit verkieseltem und von Baryt durchtränktem Buntsandstein verknüpft, bei Badenweiler haben wir den ganz verkieselten Muschelkalk und Sandstein mit den Bleierzgängen; weiter

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

südlich bei Kandern sind die Trias- und Juraschichten an den Bruchlinien mit Schwerspath und Fluorit ausgekleidet und führen Zinkblende neben Bleiglanz; die Linie Kandern—Hausen—Hasel, welche das Granitmassiv vom Sedimentvorland scheidet, steckt voll von gleichartigen Gängen und Imprägnationen; bei Säckingen sitzt Quarz und Flußspath auf den Klüften des Rotliegenden und bei Waldshut ist der Buntsandstein eine interessante Mineralfundstätte dadurch geworden. Ebenso ist es südlich von Barr am Vogesenrande, wo ich nur an die Quarze des Rappoltsweiler Schlüsselsteins, an den verkieselten Muschelkalk mit den prachtvollen Fluoriten von Bergheim, an die Bleichung der Sandsteine bei Sentheim als Beispiele erinnere. Auch nach Osten zu, freilich in erheblich geringerem Maße ist diese Entwärmung des Schwarzwaldes erfolgt; die Vogesen habe ich darauf hin nicht so genau studiert. In den badisch-württembergischen Grenzgebiet bei Freudenstadt kommen zahlreiche Barytgänge vor, meist an Verwerfungen der untertiadischen Decke geknüpft, und sind nach ihrer mineralogischen Beschaffenheit denen des Rheintalabbruches durchaus entsprechend.

Obwohl wir ihr Alter bisher nicht sicher als tertiär bestimmen können, glaube ich doch nicht fehl zu gehen, wenn ich sie als während und gleich nach der Hebung des Gebirges entstanden betrachte. — In geringerem Maße hat wieder der Odenwald dies Phänomen. Am Westabfall zeigen sich Verkieselungen,, Entfärbungen, und bei Heidelberg, Schriesheim, Weinheim auch Schwerspatadern. Auf seiner Ostabdachung ist indessen gar nichts davon bekannt. Das Gleiche gilt von der Pfälzer Haardt und von Lothringen. Um so auffallender wirken die nach Osten vorgeschobenen warmen Wasser von Wildbad (36—39°) und die nach Südwesten gerückten, isoliert liegenden Quellen von Plombières (15—32, einzelne 70°). Wildbad ließe sich mit dem Wiederauftauchen des Granits unter der Sandsteindecke, Plombières mit den in Südlothringen gehäuften Basaltdurchbrüchen in genetische Verbindung bringen. Wir greifen später auf diese Vorkommen zurück.

Interessant ist ferner, daß das gesamte Spaltensystem des Bonndorfer Grabens keine Thermalabsätze zeigt. Diese vom Bodensee durch den hohen Schwarzwald ziehende bogenförmige Einbruchszone entstand in ihrer heutigen Form während des Diluviums, ist also jünger als die Randspalten: sie ist eingesackt in den höchsten Teil des Ge-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

birges zu einer Zeit, als dieses sogar vergletschert war. Warme Wasser konnten dort schwer auftreten; denn es war erstens eine Höhenzone, zweitens das am frühesten aufgestiegene und daher am meisten abgekühlte Stück des Gebirges, drittens relativ kälter als andere Abschnitte wegen der Schneekalotte. So erklärt sich einfach das vollständig abweichende Verhalten der Spalten in der Baar, bei Neustadt, im Freiburger Höllental, welche gänzlich taub erscheinen.

Übrigens hat dies Gesamtphänomen schon früher einmal in recht ähnlicher Form sich entwickelt, im Oberkarbon und Rotliegenden, nachdem die Granite und die varistische Faltung die oberrheinischen Massive emporgewölbt hatten. Es läßt sich beweisen, daß die ins Perm eingesackten Gräben bei Schramberg, Triberg, im Kinzingtal auf ihren Spalten schon damals mit Quarz, Baryt, Fluorit und Roteisen erfüllt wurden. Bruchstücke dieser Verkieselung und des Baryts liegen als Gerölle in dem unteren Buntsandstein der Gegend (Kesselberg und Schramberg), so daß der tertiäre Vorgang nach der mesozoischen Absenkung nur eine Rekurrenz älterer gleichartiger Prozesse darstellt.

In solchem Zusammenhang habe ich versucht, die Minimaltiefe der Absenkung in Trias- und Juraformation und damit die erneute Durchwärmung der älteren Gesteine auszurechnen. Man gelangt für den nördlichen Schwarzwald dabei auf rund 1300 m, also für die paläozoische Unterlage der marinen Sedimente auf etwa 40°, für den südlichen Schwarzwald, in dem zwar Buntsandstein dünn, dafür Malm mächtiger ist, auf rund 1000 m = 30° C. Da nun in der Kreide eine schwache Hebung erfolgte, ist ein Teil dieser Wärme damals schon verloren gegangen, aber sicher war das Aufsteigen nur gering und damit ein Wärmevorrat mit ins Tertiär hineingekommen, der uns dann die weite Verbreitung der Thermalwirkungen verständlich macht, sobald das Gebirge sich heraushob.

Diese mesozoische tiefe Absenkung erklärt vielleicht auch, warum wir bei manchen Bohrungen in der Rheinebene am Gebirgsrande eine verhältnismäßige hohe Temperatur antreffen, also eine zu geringe geothermische Tiefenstufe. Das Bohrloch der Nenaquelle bei Krozingen gab aus 550 m Wasser mit 42°. Auch die Aargauer Quellen bei Baden mit 46—48° C und die von Wildbad mit rund 40° ließen sich also zur Not als aus dem überschüssigem Wärmevorrat

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

des mesozoischen Untergrund herrührend begreifen, wenn nicht aus anderen Gründen dort besondere Verhältnisse obwalten. Diese Ableitung paßt nämlich nicht auf Plombières, wo wir bis 70° C haben, auf Baden-Baden mit 64°, auf Wiesbaden mit 69°. Wie man die Sache anfängt und gruppiert, die eigentlich heißen Bäder nehmen eine besondere Stellung ein.

Als ich diese so herausgeschält und nur noch mit ihnen zu tun hatte, fand ich innere geographisch-geologische Beziehungen von höchst eigentümlicher Art, Beziehungen, welche mir von großer Tragweite zu sein scheinen. Ich kam auf den Gedanken, einmal von den Orten Baden-Baden, Baden-Aargau und Plombières den Mittelpunkt des durch sie gezogenen Kreises zu konstruieren. Dies kann man auf jeder Karte Süddeutschlands mit dem Zirkel leicht ausführen oder ausprobieren. Dies Zentrum liegt an der Westseite des Kaiserstuhls etwas nördlich von Breisach, etwa in der Gegend von Niederrotweil mit den Phonolitdurchbrüchen. Dies Ergebnis war sehr auffallend, konnte jedoch ein Zufall sein, und es blieb zu prüfen, ob vielleicht andere vulkanische Zentren ähnliche Beziehungen haben. Deshalb setzte ich den Zirkel mit dem gleichen Radius auf den leicht in der Karte zu findenden Katzenbuckel bei Eberbach am Neckar und war geradezu erstaunt, daß dann auf diesem neuen Kreise Wiesbaden, Homburg und Wildbad liegen. Da der Katzenbuckel so isoliert ist, die anderen drei Orte feststehen, war ein erneuter Zufall sehr unwahrscheinlich und zwar bei dem gleichen Radius. Das lockte weiterzugehen. Der unveränderte Zirkel auf Wiesbaden gesetzt, gab einen Kreis, der den Rhein an dem bekannten Basaltdurchbruch von Unkel-Linz schneidet; dieser Punkt als Zentrum (wieder den gleichen Radius genommen) lieferte einen vierten Kreis, welcher durch Aachen geht. Also jeweils steht in dem Mittelpunkte dieser vier Kreise mit gleichem Radius ein vulkanischer Durchbruch, und auf der Peripherie liegen ausgesprochen heiße Quellen. Es führt diese Tatsache wieder auf die von mir früher in meinen Aufsätzen über „Ein Grundgesetz der Gebirgsbildung" nachgewiesenen Regelmäßigkeiten in der Verteilung der Vulkane und der Gebirgsformen. Daher erschien es lohnend, dieser Sache weiter nachzugehen, und ich vermag noch folgende ebenfalls sehr beachtenswerte Tatsachen anzugeben:

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

1. Der gleiche Radius mit Nauheim als Zentrum gibt einen Kreis, der durch Münster am Stein bei Kreuznach geht, wo Quellen mit 35—40° C entspringen.

2. Von Nieder-Selters mit seinen kräftigen Kohlensäurequellen sind Nauheim und Ems gleich weit entfernt, wenn man den Zirkel ein klein wenig Nordost von Nieder-Selters aufsetzt.

3. Dieser Punkt ist zugleich der Mittelpunkt eines Kreises, auf welchem Schlangenbad (Quellen mit 30—40° C), Wiesbaden und Homburg liegen. Es haben die beiden letzten Kreise andere Radien, aber dies war bei der Lage der Orte natürlich zu erwarten.

4. Verbindet man Wiesbaden mit dem Katzenbuckel, so geht die Verlängerung durch das Steinheimer Becken in der Schwäbischen Alb, wo wir lebhafte tertiäre Thermaltätigkeit hatten.

5. Der Kreis mit dem Radius Katzenbuckel—Aachen läuft durch Spa und genau durch Plombières.

6. Die Verbindungslinie Wiesbaden—Kannstadt, wo diluviale Thermen aufsprudelten, geht in das Uracher Vulkangebiet.

7. Der Kreis Urach—Baden-Baden geht durch den Basaltdurchbruch des Steinsberges bei Sinsheim im Kraichgau und die Kohlensäurequellen des Renchtals (Freiersbach, Peterstal) im Schwarzwalde, durch den vulkanischen Hegau (Stoffeln—Mägdeberg) bei Singen sowie durch das Nördlinger Ries.

8. Fast genau ist der Abstand Katzenbuckel—Wiesbaden (also der ursprünglich gefundene Radius durch die Entfernung Rauher Kulm (Basaltdurchbruch bei Neustadt in Franken) — Karlsbad; dagegen reicht dieser Radius von Karlsbad über Teplitz hinaus (auf nur etwa 3 km).

9. Herr von Bubnoff sandte mir seine Arbeit über die Kohlensäureausbrüche in dem niederschlesischen Kohlenbecken zu, und ich las von den mir bis dahin unbekannten Säuerlingen bei Reichenau, Salzbrunn, Altwasser, Charlottenbrunn und Kudowa, Reinerz, welche der Autor mit dem tertiären Vulkanismus genetisch verknüpft. Deshalb probierte ich wieder, diese Orte mittels eines Kreises zu verbinden und kam für Altwasser, Salzbrunn, Charlottenbrunn und Reinerz zu einem glatten Resultat. Der Mittelpunkt lag in Böhmen bei Sobotka und, als ich nun die Katzer'sche Geologische Karte von Böhmen zu Rate

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

zog, waren gerade dort Basaltdurchbrüche. Außerdem war wieder der Radius der bekannte, und dies ist fast genau der Abstand Sobotkas von dem Punkte bei Karbitz, zu welchem man gelangte auf der Linie Karlsbad—Teplitz, nämlich, wie eben gesagt, unter 8, über Teplitz hinaus.

10. Wir haben in den Alpen eine Anzahl heißer Quellen, welche der Erklärung große Schwierigkeiten bereiteten. Es sind in Savoyen Aix-les-Bains (43—45° C), Leukerbad (34—51° C) im Aarmassiv, Pfäffers—Ragaz (37,50° C), Bormio (38—41° C), Gastein (20—39° C) und Baden bei Wien (18—20° C). Verbindet man Aix und Pfäffers, erhält man eine ausgesprochene varistische Linie, welche durch Leukerbad hindurch geht, und zwar befindet sich dies letzte g e n a u i n d e r M i t t e zwischen den beiden ersten. Verbindet man Baden bei Wien mit Bormio, so ergibt sich eine der ersten ganz parallele Linie, welche etwas nördlich von Wildbad—Gastein (nämlich bei Dorf Gastein) durchzieht. Das stimmt also nicht genau. Dagegen ist wieder ganz präzis, daß die Verbindungslinie Bormio—Pfäffers durch jenen Punkt im Kaiserstuhl zieht, der als Mittelpunkt für Plombières, Baden-Baden und Baden-Aargau entdeckt wurde. Es ist die normale, in ganz Südwestdeutschland entwickelte herzynische Richtung, also parallel der Längserstreckung des Bodensees, des Schluchseegrabens usw.

11. Da ich das italienische Thermalphänomen etwas näher kenne, versuchte ich auch an diesem die Methode. Auf Sizilien haben wir im Osten drei altberühmte und bekannte Gruppen von heißen Quellen, welche alle drei fern von tätigen Vulkanen liegen. Es sind erstens die Quellen von Termini Imerese (42° C) am Nordrande der Insel, die sogenannte Thermae Himerenses, zweitens die heißen Wasser von Sciacca und dem Monte Calogero nahe dieser Stadt am Südrande der Insel (56° C), die alten Thermae Selinuntinae, sowie drittens die Thermae Segestanae beim alten Segesta zwischen Calatafimi und Castellammare am Nordrande nahe der Westspitze der Insel, welche letzten den Fiume Caldo erzeugen. Bei diesen dreien stellt sich heraus, daß die Segestaner und Selinuntiner Wasser beide gleich weit von Termini entfernt sind. Ferner läuft die Verbindungslinie Alicuri (eine der Liparischen Inseln) mit der Insel Ferdinandea (Secca del Volcano) durch Termini und Sciacca. Die Entfernung Termini—Alicuri ist genau gleich der von Ustica nach dem Vorsprung des Fiume Caldo bei Segesta. Schließlich ist Sciacca—Ustica gleich Sciacca—Pantelleria.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Also auch in diesem Gebiete eine Fülle von Regelmäßigkeiten und Beziehungen der Vulkane zu den Thermen.

12. In Mittelitalien haben wir weit weg von dem tertiären Vulkanismus die heißen Bäder von Lucca (37 bis 45° C) und südlich davon in der Gegend südwestlich von Volterra bei Sasso und Monte rotondo die borsäurehaltigen Soffioni (bis 75° C). Der Abstand von Lucca und Monterotondo ist bis auf 5 km der uns bekannt gewordene Radius. Schlägt man um Monterotondo den Kreis mit dem Abstand von Lucca, so liegen darauf im Norden auch die warmen Bäder von Montecatini und Monsummano und im Südosten der Vulkan von Radicofani.

Die übrigen italienischen Thermen sind direkt mit dem Vulkanismus verknüpft und dadurch leicht verständlich.

Die französischen Thermen im Norden des Plateau central, nämlich Evaux (50,7° C), Neris (52,8° C), Bourbon l'Archambault (53° C), die aus Gneis oder Granit entspringen, den Säuerling von Vichy und andere habe ich hier nur kurz behandelt, weil mir der geologische Bau jener Gegend nicht so geläufig ist. Immerhin ist auffällig, daß auch diese ersten drei Thermen sich auf einer Geraden anordnen, welche sich ohne großen Zwang mit Wiesbaden—Münster am Stein verknüpfen läßt. Ich kann dies mit absoluter Sicherheit nicht behaupten, weil ich keine Karte habe, auf der die Projektionsverzerrungen ausgeschaltet sind. Ebenso sind auf einer Geraden die drei Pyrenäenthermen Eauxchaudes, Canterets, Bagnères de Luchon aufgereiht, wobei der Abstand von den beiden ersten die Hälfte ist von den beiden letzten. Die Gesamtstrecke Eauxchaudes—Bagnères de Luchon ist fast genau der Radius des Kreises Plombières und beide Baden. Dieser Radius kehrt wieder in der Entfernung der Thermen Caldas de Mombuy in Katalonien und Les Bains bei Lagarde in den Westpyrenäen. Da die Stielerschen Karten der europäischen Länder denselben Maßstab (1 : 1 500 000) haben, läßt sich dies leicht kontrollieren. Die Wahrscheinlichkeit bestimmter Regelmäßigkeiten folgt ferner aus zwei Beobachtungen, nämlich Aix-les-Bains ist gleich weit entfernt von Bourbon l'Archambault, dem Monte Dore und der großen Therme Chaudesaigues, südlich von Cantal; ferner Neris, Vichy, Chaudesaigues gehören zu einem Kreis, dessen Mittelpunkt im Monte Dore liegt, und zwar in der Nähe des Ortes Les Bains du Monte Dore. Das möge vorläufig genügen.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Nur eines sei doch noch erwähnt, weil es wirklich amüsant war. Ich verband auf der Stielerschen Übersichtskarte Frankreichs die Orte Bourbon l'Archambault und Lucca, sah, daß diese Linie dicht an Aix-les-Bains vorbeizieht und außerdem der Linie Baden—Aargau—Plombières parallel ist. Wo sie den Appennin schneidet, liegt Acqui, ein Ort mit warmen Schwefelquellen, an den ich bisher bei meinen Betrachtungen durchaus nicht gedacht hatte. Die zwei bedeutsamen Richtungen Bourbon—Lucca und Aix—Leukerbad—Pfäffers ergeben einen Winkel von rund 60°. Die an diesem Schnittpunkte auf der Linie Bourbon—Lucca errichtete Senkrechte trifft den Kaiserstuhl, Baden-Baden und geht dicht am Katzenbuckel vorbei, d. h. es ist die Hauptschwarzwaldverwerfung.

13. Wir kehren nach Deutschland zurück. Verbindet man Baden-Baden mit Baden-Aargau und mit Plombières, so ist der Winkel zwischen beiden Linien genau 60°. Auf der Linie der beiden Baden liegt nördlich direkt Wiesbaden und Nieder-Selters mit seinen Säuerlingen, auf der Halbierungslinie des 60°-Winkels der Kaiserstuhl. Ja die Bedeutung dieser — man darf es sagen — Hauptthermallinie gibt uns auch die Erklärung des heißen Wassers von Rietheim—Zurzach (42° C), da sie von Baden-Aargau gerade durch die Bohrstelle läuft. Außerdem ist Baden-Baden der Mittelpunkt zwischen Baden-Aargau und Wiesbaden.

14. Der am Westrande des Kaiserstuhls gefundene Mittelpunkt werde mit Baden-Baden verbunden, auf der Verlängerung der Linie liegen sowohl der Katzenbuckel wie die Rhön. Ferner steht die Linie Aachen—Katzenbuckel auf der ersten senkrecht.

15. 90° machen genau mit einander die Linien Plombières—Katzenbuckel und Wiesbaden—Katzenbuckel.

16. Verbindet man Baden-Aargau mit Plombières, findet man auf der Verlängerung über Plombières hinaus eine bisher nicht erwähnte Austrittsstelle heißen Wassers (etwa 40° C) Les Bains en Vosges. Damit ist das letzte heiße Wasser der Westvogesen zwanglos in das System eingefügt. Nach Südosten schneidet diese Linie das Inntal 10 km von Schuls-Tarasp mit seinen den Karlsbadern Thermen ähnlichen Wassern.

17. Nauheim, Wiesbaden und Kreuznach—Münster am Stein bilden eine gerade, annähernd varistische Linie, welche vielleicht in Bourbon, Neris, Evaux fortsetzt.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

18. Die Verbindungslinie Ems—Wiesbaden läuft durch den anfangs betonten Basaltdurchbruch von Unkel—Linz, d. h. durch den Mittelpunkt des Kreises, auf welchem Aachen liegt, und Ems—Wiesbaden bildet mit der Thermallinie Baden—Wiesbaden—Selters annähernd den Winkel von 45°. Außerdem liegt Ems genau auf der Mitte zwischen Unkel und Wiesbaden. Die Verlängerung der Linie geht durch das Ries und dicht bei Gastein vorbei, was wieder infolge Projektionsverzerrung vorsichtig zu bewerten ist.

19. Auf einer Linie liegen jener oft genannte Kreismittelpunkt am Kaiserstuhl, Kannstadt, Teplitz und 7 km südlich der Linie Karlsbad. Es handelt sich um eine typisch varistische Richtung.

20. Eine Gerade bilden ferner Nauheim, Katzenbuckel, Kannstadt, Urach und beinahe auch Bormio.

21. Wir haben zwei große Thermallinien kennengelernt, Baden-Aargau—Baden-Baden—Wiesbaden—Selters und Kannstadt—Karlsbad—Teplitz. Die erste läuft genau N—S, die zweite unter 60° dazu. Der Schnittpunkt liegt im Schwarzwald bei Rippoldsau, also in dem Gebiet der Kohlensäure-Exhalationen der Kniebisbäder.

22. Nun ist noch eine Therme fast gar nicht erwähnt, Wildbad. Wir sahen oben, daß sie mit Wiesbaden und Homburg auf einem Kreise um den Katzenbuckel als Zentrum liegt. Verbindet man diesen mit Wildbad, erhält man eine Linie, welche genau senkrecht steht auf der Verbindung Baden-Aargau—Plombières und von dieser geschnitten wird in Säckingen, wo auch ein Thermalwasser zu Tage kommt, das früher sogar über 50° C gehabt haben soll. Ihre Verlängerung geht in der Nähe von Leukerbad durch das Aarmassiv. Ferner sind Baden-Baden, Wildbad und Steinheim in einer Linie angeordnet, und Steinheim ist fast gleich weit von Wildbad wie vom Katzenbuckel, da der Unterschied nur 4 km ist.

23. Die Entfernung Baden-Aargau nach Les Bains en Vosges ist gleich der nach Kannstadt und von Kannstadt nach Homburg; ferner Baden-Aargau nach dem Katzenbuckel ist soweit wie von diesem Basaltdurchbruch nach Taubach bei Weimar, wo im Diluvium Thermalwasser sprudelten.

24. Der Kreis um Taubach mit dem Radius nach dem Katzenbuckel geht durch Nieder-Selters, Katzenbuckel, Ries.

25. Die Linie Aachen—Katzenbuckel läuft ins Ries.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

26. Verbinde ich Kannstadt mit Baden-Baden, geht diese Linie östlich durch das Ries, westlich von Baden-Baden liegen darauf die heißen erbohrten Wasser der Source Laternier bei Nancy.

27. Auf der Linie Nauheim—Wiesbaden—Münster am Stein liegt am Schnittpunkt mit der vorigen Linie die heiße Quelle bei Nancy und beide Linien bilden miteinander den Winkel von 60°. Es steht außerdem die Linie Nancy—Baden-Baden senkrecht auf der großen Schwarzwalder Thermallinie: beide Baden—Wiesbaden.

28. Daraufhin zog ich zur Linie Nauheim—Münster am Stein durch Ems die Parallele und gelangte dabei nach Groß-Moyeuvre in Lothringen, wo Wasser von 39° C erbohrt wurde. Diese Linie liefert nebenbei trefflich die Moselrichtung von Koblenz bis Diedenhofen.

29. Für die Orte Nauheim, Wiesbaden, Baden-Aargau und Pfäffers ist das Ries der Mittelpunkt des durch sie gelegten Kreises.

30. Die Linie Taubach—Kaiserstuhl steht genau senkrecht auf der langen Linie Ems—Wiesbaden—Ries—Gastein. Weil aber nach meiner Ansicht alle westdeutschen Vulkanzentren in geometrisch regelmäßigen Beziehungen zueinander stehen, so muß auch für das Siebengebirge und den Vogelsberg sich Analoges ergeben. Das ist auch so. Vom Zentrum des Siebengebirges sind Aachen und Langenschwalbach gleich weit entfernt, ebenso mit einem etwas anderen Radius, Spa und Wiesbaden, mit einem dritten Radius Münster am Stein und Nauheim. — Mit der Entfernung Kaiserstuhl—Baden-Baden stimmt genau Wiesbaden—Zentrum des Vogelsberg (Taufstein) überein. Aachen, der eben gefundene wichtige Punkt im Siebengebirge und der Taufstein bilden eine gerade Linie.

Das sind die Beobachtungen einfachster Art, welche jeder Geologe oder Geograph auf seinem Atlas nachprüfen kann. Wahrscheinlich wurden damit keineswegs alle inneren Beziehungen aufgedeckt. Aber diese genügen, um ein System heraustreten zu lassen für die heißen Wasser Westdeutschlands, und es heißt nun ihre Beziehungen zu den markantesten vulkanischen Zentren mit kurzen Worten darzustellen.

A) Beziehungen der Thermen zu den deutschen Vulkanen:

1. Nördlinger Ries ist Zentrum eines Kreises durch Nauheim, Wiesbaden, Baden-Aargau, Pfäffers.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

2. Der Katzenbuckel mit kleinem Radius für Wildbad, Wiesbaden, Homburg, mit größeren für Taubach, Baden-Aargau, mit größtem Aachen—Spa—Plombières.

3. Der Kaiserstuhl mit kleinem Radius für Baden-Baden, Baden-Aargau, Plombières.

B) Ausgesprochene Thermallinien laufen N—S, 30° östlich dazu varistisch, 60° westlich herzynisch und senkrecht O—W, nämlich: N—S gerichtet ist die Linie Baden-Aargau, Zurzach, Baden-Baden, Wiesbaden—Nieder-Selters.

O—W laufen Ries, Kannstadt, Baden-Baden, Nancy sowie Wiesbaden—Karlsbad.

N° 30° O sind gerichtet erstens Ems—Gr. Moyeuvre, zweitens Nauheim—Wiesbaden—Münster am Stein—Nancy, drittens Baden-Aargau—Ries—Karlsbad. Auf diesen varistischen Linien steht senkrecht die Richtung: Unkel—Ems—Wiesbaden—Ries—Gastein.

N 60° W, also herzynisch laufen die Linien: erstens Urach—Baden-Baden—Morsbronn—Nancy und zweitens Baden-Aargau—Plombières—Bains en Vosges. Darauf steht senkrecht die Richtung Säckingen—Wildbad—Katzenbuckel.

Das ist das Hauptsystem, soweit ich es bis jetzt kenne, merkwürdig genug!

Um rasch ein typisches Beispiel sich aufzuzeichnen, mag man folgendes tun. Man ziehe die Linie Baden-Aargau—Baden-Baden—Wiesbaden, verbinde Nancy mit Baden-Baden, Wiesbaden und Baden-Aargau, nehme die Entfernung Baden-Baden—Nancy, trage sie gegen das Ries auf und verbinde diesen Punkt im Ries mit Wiesbaden und Baden-Aaargau. Das Resultat ist ein annäherndes Quadrat, in dessen sämtlichen Eckpunkten und im Schnittpunkt der Diagonalen heiße Wasser bekannt geworden sind.

Man verbinde Ems mit Wiesbaden und mit Nauheim, ferner Nieder-Selters mit Wiesbaden; das Resultat ist ein halbes Quadrat mit gleichen Eigenschaften.

Ebenso liefern die beiden Baden, Wiesbaden und Kannstadt ein gleichschenkliges Dreieck; dasselbe geben Urach, Baden-Baden und der Punkt W. vom Kaiserstuhl bei Rottweil und andere Beispiele. Auffallend ist ferner der Rhombus Nancy, Wiesbaden, Karlsbad, Nördlingen. Nun kann man ein Dreieck herausschälen: Baden-Aargau, Wiesbaden, Karlsbad, dessen Basis-Mittelpunkt Nördlingen im Ries ist. Außerdem ist Baden-Aargau—Karlsbad = Baden Aargau—Taubach. Die halbe Basis Baden-Aargau—Nördlingen ent-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

spricht der Entfernung Baden-Aargau—Katzenbuckel und Kaiserstuhl—Zentrum—Wiesbaden.

Einige geologische Bemerkungen seien angefügt. Die Schwarzwälder Hauptthermalspalte ist die Axe der karbonischen Granitintrusionen. Es wurde auch bei Zurzach das 22° warme Wasser im Granit erbohrt, wie auch Wildbad und Baden-Baden auf Granit stehen. Diese Spalte zeigt die warmen Wasser jedesmal beim Austreten aus einem Massiv, so bei Wiesbaden, wo sie den Taunus quert, bei Baden-Baden, wo sie in den Schwarzwald eintritt, und bei Baden-Aargau, wo das kristalline Gebiet zu größerer Tiefe absinkt. Die zweite Linie Katzenbuckel—Wildbad—Säckingen hat das Thermalphänomen wieder an den beiden Enden des Schwarzwaldes. Innerhalb der Gebirge haben wir dafür Stellen mit Kohlensäure-Exhalationen, wie Nieder-Selters und die Renchtalbäder. — Die Linie Aix-les-Bains, Leukerbad, Pfäffers bezeichnet den Lauf der Hauptaufpressung nördlich der Rhône—Rhein-Mulde, die andere Linie Bormio—Gastein—Baden gibt die Auffaltung südlich des Inntales genau wieder. Acqui—Lucca hält die Richtung des Apuanischen Appennins ein.

Es ist ungemein interessant, daß sich die tertiären und diluvialen Thermen (Taubach, Kannstadt, Steinheim, Nördlingen) so ganz ungesucht und ungezwungen in das Schema einreihen, desgleichen, daß die erbohrten heißen Wasser von Zurzach, Nancy, Gr. Moyeuvre und Morsbronn ebenso ihre Stellung zum Ganzen fanden. Nur die Nenaquelle bei Krozingen vermag ich nicht unterzubringen.

Die Krone der Betrachtungen ist, daß man nun, sobald einige Thermalpunkte gegeben sind, die anderen rein geometrisch konstruieren kann. Es seien der Katzenbuckel und der Mittelpunkt im Kaiserstuhl sowie die beiden Baden gegeben. Dann ist Wiesbaden fixiert. Hat man noch Aachen, so ist Plombières als Schnittpunkt der Kreise um den Kaiserstuhl und um den Katzenbuckel mit dem Radius Katzenbuckel—Aachen gefunden. Nach dem Obigen kann man das weiter entwickeln.

Als Schluß ergibt sich also, daß im Innern der Erdkruste großzügige einfache Gesetze die Struktur beherrschen. Wir kommen immer wieder auf das Sechsecksystem zurück mit seinen regelmäßigen Winkeln und mit seinen geometrisch ähnlichen, nur im Maßstabe verschiedenen Figuren. Mag an der Oberfläche durch Sedimente und deren Eigenbewegung bei Pressung, Absenkung und anderen tektonischen

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Vorgängen das einfache Bild verwischt oder verdeckt sein, die aus der Tiefe aufsteigenden Eruptiven, heißen Wasser und Gase lassen uns diese Regelmäßigkeit trotzdem ahnen. Alle ihre Austrittsstellen sind genau fixiert; es läßt sich daran nichts deuteln und nichts ändern. Um so interessanter, wenn sie sich in einer so überraschenden Weise miteinander zwanglos verknüpfen lassen. Ich denke mir, daß die erste tiefere Erstarrung der Erde sechseitige große Prismen erzeugte, welche von den bekannten Sechseckkreisen begrenzt werden und durch Spalten längs dieser Kreise voneinander getrennt werden. Die Schnittpunkte vor allem, daneben die Peripherien der Kreise sind die Stellen, an denen am leichtesten das Magma aufdringen konnte und die heißen Wasser aufsteigen. Diese Struktur ist von den Sedimenten verhüllt; die Bewegung der einzelnen großen Pfeiler schafft die wechselnden Hebungen und Senkungen, eine Erweiterung der Spalten die Gräben, eine Verengerung infolge des in der Tiefe herrschenden tangentialen Druckes die Falten und Zusammenschübe. Daß dem so sein kann, daß der allgemeine Bau weiter Landstrecken damit übereinstimmt, sollen weitere Ausführungen dartun.

[Manuskript eingegangen am 31. Oktober 1924.]

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

4. Petrographische Verhältnisse der Karbonsedimentgesteine des Donetzbeckens in Rußland.

Von Herrn Peter Tschirwinsky in Nowotscherkassk.

Das Donetzbecken, das mit seinem Reichtum an Kohle sehr wichtig geworden ist, wurde besonders seit 1892 bis zu den letzten schweren Jahren geologisch sehr eingehend untersucht[1]). Die Fläche der Karbonablagerungen beträgt hier etwa 22 760 qkm. Die Mächtigkeit erreicht 10 000 bis 12000 m. Die Sedimentgesteine bestehen aus Sandsteinen, Schiefer und untergeordnet aus Kalken (einschl. Eisenerze) und Steinkohle. Die Gliederung dieser Ablagerungen gründet sich nicht nur auf Fossilreste, sondern auch ziemlich stark auf praktische Merkmale und die petrographischen Verhältnisse. Es lassen sich drei Hauptstufen unterscheiden: die untere (C_1), die mittlere (C_2) und die obere (C_3). Weitere Unterabteilungen sind die Horizonte: in der unteren fünf (C_1^1—C_1^5), in der mittleren sechs (C_2^1—C_2^6) und in der oberen drei (C_3^1—C_3^3). Die rein petrographische Untersuchung dieser Karbongesteine ist bis jetzt noch wenig fortgeschritten, und besonders im Auslande ist darüber fast gar nichts bekannt geworden. Es ist aber eine an und für sich sehr interessante Aufgabe, die ich in allgemeinen Zügen hier skizzieren will. Ich stütze mich dabei zum Teil auf das Material, das ich mit meinen Schülern seit 1909 auf verschiedenen Exkursionen gesammelt und allmählich nach Nowotscherkassk gebracht habe. Eine besondere Aufgabe stellt die Erforschung der quantitativen Verhältnisse, die zwischen den verschiedenen Hauptgesteintypen herrschen, dar. In dieser Hinsicht ist im Donetzbecken

[1]) Vgl. zusammenfassende Skizze von L. Lutugin und P. Stepanow, „Grundriß der Lagerstätten der fossilen Kohlen Rußlands", Petersburg 1913, S. 61—100 (mit einer geologischen Karte), oder in dem Buche „Fossile Kohle", Bd. IV, Nutzbare Lagerstätten, Produktive Naturkräfte Rußlands, Petrograd 1919. S. 37—51 (auch mit einer Karte). Sehr kurz in „The Coal Resources of the World, Bd. III, 1913, S. 1170—1178.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

verhältnismäßig viel gearbeitet worden und meiner Ansicht nach wird dieser Weg nicht nur zu einer Klärung der faziellen Verhältnisse führen, sondern auch zu einer sicheren Feststellung der örtlichen mittleren chemischen Zusammensetzung der Erdkruste. Letzteres ist wieder wichtig, um die Rolle der primären kristallinischen Gesteine richtig zu beurteilen, die die Baustoffe der betreffenden Sedimente geliefert haben. Bis jetzt wurde diese Frage meist nur sehr schematisch beantwortet[2]), obgleich sie, wie mir scheint, die ganz besondere Aufmerksamkeit der Geologen, Geophysiker und Petrographen verdient[3]).

1. Sandstein.

Die Karbonsedimentgesteine des Donetzbeckens sind in seinen verschiedenen Punkten sehr ähnlich. Unter dem Mikroskop sieht man besonders bei Untersuchung der Sandsteine eine starke Entwicklung des sekundären Quarzes, der die Primärkörner zu einem eckigen Mosaik ausheilt oder zusammenkittet. Hier liegt die Hauptursache der großen Festigkeit dieser Gesteine. Wenn der Sandstein etwas stärkere Beimischungen von tonigem Material enthält, wird seine Festigkeit geringer. Solche Sandsteine zeigen meist schon äußerlich Übergänge zu Schiefer. Von 28 Karbonsandsteinen von verschiedenen Orten des Beckens haben vier eine Druckfestigkeit von mehr als 2000 kg auf 1 qcm gezeigt. Weitere acht Sandsteine hatten 1000—2000 kg, sieben: 850—1000 kg, drei: 750—850 kg, und sechs: 600 bis 750 kg Druckfestigkeit auf 1 qcm[4]). Bei Gewinnungs-

[2]) Vgl. z. B. W. J. Mead, Redistribution of elements in the formations of sedimentary rocks, Journ. of geol., S. 238—256, 1907, Ref. N. Jahrb. Min., 1909, Bd. II, S. 62—63.

[3]) In neuerer Zeit hat mein Bruder Wladimir nach dem von mir vorgeschlagenen einfachsten Wege (Analyse eines Gemisches der Gesteine, die im Verhältnis zu ihrer Mächtigkeit genommen wurden) diese Aufgabe für Sedimentgesteine der Stadt Kiew gelöst. Verh. d. Naturw. Ges. zu Kiew, Bd. 26, S. 36—82, 1907. Hier beträgt die Gesamtmächtigkeit der Sedimente etwa 400 m, also viel weniger als im Donetzbecken, sogar wenn wir uns hier nur auf die Karbongesteine beschränken wollen.

[4]) Die eingehende mechanische Prüfung dieser Sandsteine mit gleichzeitiger petrographischer Untersuchung, die ich zusammen mit den Herren B. Polynow und W. Ssedelstschikow ausgeführt habe, ist in der Arbeit von N. Abramow: „Die natürlichen Baumaterialien Südrußlands und des Kaukasus“ in der Zeitschrift „Botschafter für Verkehr und Gewerbe“, Rostow am Don, 1918 bis 1919, angeführt. Diese Zeitschrift, die in

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

arbeiten im Donetzbecken stellte sich gleichmäßig heraus, daß der Fortschritt beim Bohren in der Stunde folgender ist:

	Bohrmaschinen mit Handbetrieb	Bohrmaschinen mit maschinellem Antrieb
1. in verkieseltem Kalkstein . .	11 cm	149 cm
2. in festem Sandstein	17 cm	187 cm
3. in gewöhnlichem Sandstein .	29 cm	250 cm
4. in sandigem Schiefer . . .	41 cm	300 cm
5. in Tonschiefer	60 cm	370 cm[5])

Manchmal bildet sekundärer Quarz echte Gänge, die fast nie erzführend sind, aber stellenweise, wie in der Nagolnykette und bei Nikitowka Erze führen. An diesen Orten sind sie sicher thermalen Ursprungs. Die primären Quarzkörner, die meist schwer von sekundärem Quarzzement zu trennen sind, enthalten viele Flüssigkeitseinflüsse, sowie auch selten in kleinerer Menge noch folgende Mineralien: Muskowit, Rutil, Zirkon, Apatit und Sillimanit. Einige Quarzkörner sind sehr feinkörnig zusammengesetzt und scheinen ihrerseits Körner eines Quarzites oder Gangquarzes vorzustellen.

Die Bruchstücke oder Gerölle von Sandstein, schwarzem Schiefer und Kohle, die in einigen Sandsteinen des Beckens sehr verbreitet und nicht selten mit bloßem Auge zu erkennen sind, weisen darauf hin, daß die Vorgänge der Denudation und Umlagerung der Sedimente während der Karbonzeit bei uns als einheitlich angesehen werden müssen. Eine Hauptquelle des sekundären Quarzes in unseren Sandsteinen scheint die Umwandlung von saurem Feldspat an Ort und Stelle gewesen zu sein. In der Tat trifft man sehr häufig schuppige Serizitanhäufungen, die hie und da noch Pseudomorphosen nach Feldspatkörnern erkennen lassen. Manchmal sind auch ziemlich frische Körner von Orthoklas, Mikroklin und saurem Plagioklas vorhanden. Man spricht daher von Arkosecharakter der Sandsteine des Donetzbeckens. Die Serizitanhäufungen sind nicht selten stark gepreßt und gebogen, ihre Umrisse den Quarzkörnern gleich-

---

den traurigen Jahren des Bürgerkrieges im Süden erschien, ist jetzt z. T. vergriffen, z. T. verlorengegangen, infolgedessen ist diese Arbeit von Prof. ABRAMOW auch in Rußland fast unbekannt geblieben. Siehe auch die Abh. desselben Verf. in „Bulletin der Verwaltung der Arbeiten der Schleusen des nördl. Donetz", Nr. 5, 1912.

[5]) Es handelt sich hier überall um Karbongesteine. Siehe L. SCHEWIAKOW, Maschinenarbeit im Bergbau, Moskau 1922, S. 20, und weiter J. PROTODIAKONOW, Beschreibung des Donetzbeckens. Bd. I, Lief. 1, und A. TERPIGOREW, ebenda, Bd. II, Lief. 1.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

mäßig angefügt, sodaß sie dann als integrierender Bestandteil des Bindemittels angesehen werden können. Von klastischen Gemengteilen sind noch zu erwähnen: Muskowit (ziemlich verbreitet, immer frisch, oft gebogen), Biotit und aus ihm gebildeter Chlorit, weiter Turmalin, Rutil, Zirkon, Magnetit, Pyrit (in Sandstein sehr selten), Sphen und einige andere noch wenig untersuchte Mineralien. Die Karbonate in der Form des Kalzits sind nur ausnahmsweise und meist nur in Spuren vorhanden (es ist wohl möglich, daß er manchmal sogar eine spätere Infiltration aus dem Grundwasser und nur teilweise ein Umwandlungsprodukt von Feldspat darstellt). Im Zement sind Brauneisenoxyde als unregelmäßige braune Flecken nicht selten zu sehen.

Die Donetzgeologen des russischen geologischen Komitets unterscheiden makroskopisch für praktische Zwecke folgende Abarten von Sandstein im Donetzbecken:

Grobkörnige Sandsteine. Größe der Körner nicht weniger als 1 mm, oft mit Beimischung von Feldspat, Muskowit u. a. Zement ist Kaolin- oder SiO_2-haltig. Farbe weiß, grau oder braun, was von dem Gehalt an Eisenhydroxyd abhängt. Die Sandsteine zeigen meist dicke Bänke und haben nicht selten Diagonalschichtung. Stellenweise, besonders auf Schichtflächen, häufen sich die Gerölle von verschiedener Größe, die meist aus Quarz oder verkieseltem Kalkstein, Schiefer und ähnlichem bestehen. Echte Konglomerate sind aber selten. Durch allmähliche Übergänge werden die grobkörnigen Sandsteine zu Schiefersandsteinen. Hier sind die Quarzkörner kleiner als 1 mm, im Zement wiegt Ton vor. Auf den Schichtflächen sieht man die Muskowitblättchen blitzen. Auf den Bruchflächen sind sie vorwiegend braun oder grünlichgrau gefärbt. Diese Sandsteine werden für Einfriedigungen und als Deckmaterial der Hausdächer nicht selten benutzt. Auf den Schichtungsflächen dieser Sandsteine sind manchmal typische Wellenfurchen zu bemerken.

Als eine besondere Gruppe sind die feinkörnigen dichten quarzitähnlichen Sandsteine anzusehen. Sie haben im Bruch oft einen matten Glanz und sehen wie geschmolzen aus. Ihre Mächtigkeit ist immer gering: 1—2 m. Die Sandsteine als die am wenigsten von der Erosion angreifbaren Gesteine bilden im Donetzbecken überall felsige Ketten und Hügel, die deutlich Stratigraphie und Tektonik des Karbons erkennen lassen. Zwischen diesen mächtigen Ket-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

ten liegen Senken, in derem Untergrunde meist nur dünnplattige Sandsteine oder echte Tonschiefer vorkommen, und deluviale Ablagerungen anhäufen.

Da an einigen Stellen des Beckens in der Schichtenfolge des Karbons mächtige Gänge von Kamptonit und Monchiquit, Diabas, Paläoandesit und Dacit vorkommen, (als Fundorte sind zu nennen: Flüsse Krynka, Aiuta, Gr. und Kl. Neswitai, Schlucht Uiuk, Fluß Gruschewka, Elpidiphor = Artiom-Schacht, Mokraia Kadamowka), so dürfte die Frage von Interesse sein, in welcher Zeit diese Eruptionen erfolgt sind. Meist wird hierauf nur mit Vorbehalt eine Antwort gegeben[6]). Ich muß aber darauf hinweisen, daß die letzten Funde von Bruchstücken von Andesit in Sedimentgesteinen dafür sprechen, daß ihre Eruption nicht später als im mittleren Karbon erfolgt. Paläoandesitgänge sind am Neswetai im oberen Teile des Horizontes C_2^2 nachgewiesen. In der etwas höheren Schichtenreihe sind bis jetzt keine Andesitgerölle gefunden[7]), obgleich hier mikroskopisch Stückchen der andesitischen Grundmasse in stark umgewandeltem Zustande in einigen Sandsteinen entdeckt worden sind[8]). Dasselbe habe ich im Karbonsandstein C_2^5 aus der Umgebung von Staniza Kamenskaja und von Dorf Elisawetowka (hier auch viel Chlorit!) festgestellt. Es scheint mir nicht ausgeschlossen zu sein, daß derartige Funde sich mit der Zeit vermehren müssen und daß auch echte tuffartige Bildungen in unserem Karbon gefunden werden. In dieser Hinsicht erscheint mir ein jaspisähnlicher grüner Schiefer besonders interessant, der sich in dem Horizont C_2^4 zwischen Kalkstein I_3 und I_4 (nach Bezeichnungsweise des Geologischen Komitets) in der Dolschansk-Anthrazitmulde und weiter östlich als beständig erweist. Seine Mächtigkeit beträgt etwa 1 m.

Leider hatte ich dieses Gestein in einer typischen Ausbildung noch nicht zur Verfügung, auch in der Literatur

---

[6]) Monchiquit und Camptonit sind am Krynka im Unterkarbon eingewandert, auf dem Kalmius sind die Eruptivgesteine im Devon und Unteren Karbon bekannt.

[7]) G. Kulgawow, Bericht über geologische Untersuchungen und das Aufsuchen der Anthrazitflöze im Becken der Flüsse Gr. und Kl. Neswetai, Nowotscherkassk 1914. (Die Auflage wurde 1918 vernichtet.)

[8]) Das hat später auch einer meiner Schüler, Herr Berging. W. Orlow festgestellt (unveröffentlichte Beobachtung).

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

finden sich darüber keine näheren Angaben[9]). Ich gebe unten eine Charakteristik der verschiedenen Karbonsandsteine von dem Kartenblatt VII/24 der Spezialkarte des Donetzbeckens (Umgebung von Krindatschewka, Elisawetowka und Nowopawlowka). Dieses ganze Material habe ich persönlich mit meinem Assistenten W. Orlow im Herbst 1921 gesammelt.

1. Sandstein aus der Kette Nr. 5[10]). (Stück Nr. 19 meiner Sammlung vom Jahre 1921.) Alter C_2^3. Spez. Gew. 2,66 bei 18° C, 1 cbm wiegt also 2,66 t. Seine Volumenwasseraufnahme beträgt 0,88% mit einer Gewichtszunahme von 0,33%, was auf ganz dichtes Gefüge des Gesteins schließen läßt. Eine Analyse von N. Strassewicz ergab:

Glühverlust	1,78 %
SiO_2	85,58 „
Al_2O_3	6,84 „
Fe_2O_3	1,36 „
CaO	0,77 „
MgO	0,48 „
Alkalien (nach der Differenz)[11])	3,19 „
	100,00 %

2. Schiefriger, glimmerig-toniger Sandstein aus C_2^2 unter dem Kalkstein G_2 bei Nowopawlowka vom linken Ufer des Flusses Miuss (Stück Nr. 56 meiner Sammlung) in feuchtem Zustande recht deutlicher Tongeruch. Spez. Gew. 2,64 bei 11° C, 1 cbm des Gesteins wiegt also 2,64 t. Die Wasserkapazität beträgt nach Gewicht 1,56%, nach Volumen 4,12%. Eine Analyse von N. Strassewicz ergab:

Glühverlust	4,26 %
SiO_2	71,59 „
Al_2O_3	17,53 „
Fe_2O_3	3,38 „
CaO	0,86 „
MgO	0,96 „
Alkalien und anderes nach der Differenz	1,42 „
	100,00 %

[9]) P. Stepanow: Description de la feuille VII/27. Region anthracitifere de Doljansk, Petersburg 1913 (russisch mit französischem Resümee), S. 19. In dieser Arbeit sind drei photographische Aufnahmen veröffentlicht, die die Aufschlüsse von grobkörnigem Sandstein, von schiefrigem Sandstein und Tonschiefer veranschaulichen.

[10]) Hier und weiter unten beziehen sich die Nummern auf meine unveröffentlichte Karte dieses Gebietes. Das Blatt ist

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

3. „Golowin-Sandstein" vom westlichen Gipfel der Kette Nr. 3 am Miusstal. Alter C_2^2, dunkelgraues, feinkörniges, sehr hartes und festes Gestein. Spez. Gew. 2,61 bei 11° C, 1 cbm muß demnach 2,61 t wiegen. Wasserkapazität 1,30% nach Gewicht, 3,39% nach Volumen.

4. Sandstein aus der Kette Nr. 2 aufgeschlossen im Miusstale unmittelbar neben der Wassermühle. Alter C_2^3, graues, feinkörniges dichtes Gestein. Spez. Gew. 2,64 bei 14° C, 1 cbm wiegt 2,64 t. Wasserkapazität 0,84% nach Gewicht, 2,22% nach Volumen.

5. Sandstein von der Kette Nr. 1 an der Mündung der Schlucht Chrustalnaia bei Elisawetowka. Mittlere dicke Bank. Horizont C_2^3 (Nr. 50 meiner Sammlung). Graues feinkörniges Gestein. Spez. Gew. 2,64 bei 13° C, 1 cbm wiegt also 2,64 t. Wasserkapazität 0,82% nach Gewicht, 2,17% nach Volumen.

6. Sandstein aus C_2^4 von der Grenze gegen C_2^5. Am Wege von Krindatschewka nach Nowopawlowka (Nr. 12 meiner Sammlung). Grobkörniges Gestein mit vielen schwarzen Stückchen von 1—2 mm Durchmesser, die wahrscheinlich Bruchstücke eines verkieselten Tonschiefers und Kalksteins sind. Sehr hart und fest. Spez. Gew. 2,67 bei 18° C, 1 cbm wiegt 2,67 t. Wasserkapazität sehr gering: 0,32 % nach Gewicht, 0,85 % nach Volumen. U. d. M. relativ reich an Chlorit.

7. Sandstein C_2^5. Nördlich der Grube von Violi, Schlucht Wodianaia (Nr. 11 der Sammlung von W. Orlow). Sichtbare Mächtigkeit über 19 m. Grünlich-graues Gestein mit feinen bräunlichen Punkten, grobkörniges Gefüge. Im Bruch ziemlich sparsam schwarze Fleckchen (0.5—5 mm) von serizitkohligem Schiefer. U. d. M. neben Quarz Körner des Andesito-Dazits mit korrodierten Quarzeinsprenglingen, Plagioklas, in Brauneisenstein umgewandelten porphyrischen Amphibolkristallen und vielem Chlorit. Chlorit auch im Zement (z. T. in radialfaserigen Schnüren und sphärolitischen Formen) reich vertreten. Er gibt manchmal ein reizendes Bild. Sekundärer Quarz und Brauneisenstein sind später ausgebildet und meist als Porenzement vorhanden. Es ist nicht ausgeschlossen, daß einige Bildungen von Brauneisen-

---

aber ganz erschienen (bis jetzt ohne Text). Es wurde von Berging. N. Rodygin aufgenommen.

[11]) Leider erwies sich die direkte Bestimmung der Alkalien zurzeit für uns als unmöglich.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

stein der Pseudomorphose nach Pyritkriställchen darstellen. Der Sandstein enthält Abdrücke von Pflanzenstämmen. Spez. Gew. 2,62 bei 18° C, 1 cbm wiegt 2,62 t. Wasserkapazität 1,23% nach Gewicht, 3,22% nach Volumen.

8. Sandstein von der Basis des Horizontes C_2^6, höher als Kalkstein L_1, Schlucht Wodianaia (Nr. 16 der Sammlung von W. Orlow), dem vorigen äußerlich sehr ähnlich. Spez. Gew. 2,61 bei 18° C, 1 cbm = 2,61 t. Wasserkapazität 1,52% nach Gewicht, 3,97% nach Volumen.

9. Feinkörniger Quarzit. Horizont C_2^5, unter dem Kohlenflöz Kniaginewski. Rechte Böschung der Schlucht Wodianaia (Nr. 10 der Sammlung von W. Orlow). Spez. Gew. 2,61 bei 18° C. 1 cbm = 2,61 t. Wasserkapazität 0,62% nach Gewicht, 1,62% nach Volumen.

10. Feinkörniger grauer Sandstein mit Stich ins Bräunliche. Die bräunliche Farbe, eine Folge der Verwitterung, wird durch viele kleine Flecken hervorgerufen, in denen die Substanz locker erscheint und zu krümeligem Verfall neigt. Horizont C_2^5, liegt etwas höher als das Flöz k_5 (Bokowski). Schlucht Wodianaia (Nr. 7 der Sammlung von W. Orlow). Spez. Gew. 2,58 bei 18° C, 1 cbm = 2,58 t. Wasserkapazität 2,03% nach Gewicht und 5,24% nach Volumen.

11. Weißer, lockerer, leicht zerreiblicher kaolinischer Sandstein. In der Nähe der Annenskigrube bei Krindatschewka. Horizont C_2^6, über 6 m mächtig. Nach dem Aussaugen des Wassers bildet er einen Teig, wobei aus dem Wasserüberschuß eine gelblich-weiße, milchige Flüssigkeit entsteht. Im Rückstand sind Quarzkörner und Kaolinteilchen enthalten. Die Quarzkörner sind meist klein (0,02—0,4 mm, müssen also nach Osborne zum Schlamm gerechnet werden; auch Korngrößen von 0,12 bis 0,20 mm und selten von 0,3—0,4 mm sind vorhanden). Sie sind wenig gerollt, sondern eckig, meist wasserklar durchsichtig und manchmal mit einem ganz dünnen Anflug von Eisenhydroxyd überzogen. In sehr geringer Menge sind noch Feldspat, weißer Glimmer und Magneteisen vorhanden; letzteres bildet Körner von etwa 0,2 mm Durchmesser. Eine Schlämmung im Glasbecher ergab folgende Zusammensetzung:

Quarzsand . . .	74,24%
Kaolin	25,76%
	100,00%

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Eine lufttrockene Einwage des Quarzsandes ergab 1,20% Glühverlust, des Kaolins 7,57%. Eine chemische Analyse wurde durch D. Dionissiew von dem ganzen Sandstein mit folgendem Ergebnis ausgeführt:

Glühverlust	2,33 %
SiO_2	83,11 „
Al_2O_3	10,07 „
Fe_2O_3	0,98 „
CaO	0,82 „
MgO	0,23 „
Alkalien und anderes . .	2,47 „
	100,00 %

Nach der Formel des Kaolins $Al_2Si_2H_4O_9$ entsprechen 10,07 % Al_2O_3 einem Gehalt von 26,33% Kaolin, also ziemlich genau dem, was ich oben auf anderem Wege erhalten hatte. Es sei bemerkt, daß der weiße Kaolinsandstein von Krindatschewka auch als Sand benutzt wird, weil in der Nähe sonst kein Sand vorkommt. Die Verbreitung solcher Kaolinsandsteine im Karbon des Donetzbeckens ist sehr gering. Sie können genetisch meist ganz deutlich mit oberflächlicher Verwitterung der Kohlenflöze und Schiefer in Zusammenhang gebracht werden.

Läßt man diesen Kaolinsandstein unberücksichtigt, so zeigen nach dem oben Gesagten die echten Karbonsandsteine nur eine geringe Wasserkapazität: im Durchschnitt 0,95% nach Gewicht und 2,49% nach Volumen. Ihr mittleres spezifisches Gewicht ist 2,63 t.

Die Sandsteine, ebenso wie die anderen Gesteine des Karbons sind mit Absonderungsklüften durchsetzt, die vom Gebirgsdruck hervorgerufen sind. Abgesehen von kleinen Spalten sekundären Ursprungs sind diese Trennungsklüfte nach drei oder vier Hauptrichtungen angeordnet. Es sind dabei oft zwei Richtungen zu bemerken, die dem Streichen der Schichten nahestehen, eine, die fast damit zusammenfällt, und eine andere, die etwas schief dazu gelegen ist (Transversale Schieferungen). Manchmal ist diese Schieferung so vollkommen ausgebildet und mit einer ausgezeichneten Spaltbarkeit verbunden, daß die ursprüngliche Schichtung mehr oder weniger verwischt wird. Die Absonderungsformen des Sandsteins sehen in einigen Fällen wie riesige Rhomboeder aus (ein treffliches Stück habe ich in der Sammlung des Instituts für angewandte Geologie des Donischen Polytechnikums). Bei plattenförmiger Absonderung ist das Gestein in tafel- oder bandartige Pa-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

rallelmassen gegliedert. Durch Verwitterung entstehen entweder braune Flecken und Wölkchen oder konzentrische Kugelschalen, die vermutlich durch rhythmisches Eindringen von kolloidalen Lösungen von den Klüften aus in das Gestein hervorgerufen wurde[12]). Einige Absonderungsklüfte, die quer zum Streichen liegen und steil einfallen, enthalten hier und da weiße Quarzgänge. Meist weisen diese geringe Mächtigkeit von einigen Zentimetern auf. Sie sind dicht oder enthalten Drusenbildungen mit durchsichtigen bis undurchsichtigen Quarzkristallen. Für die Kenntnis der früheren Hydrologie des Landes ist interessant zu bemerken, daß die Quarzgänge, wenn sie nicht zu Erzfeldern geschart sind, wie es bei Nagoltschik, Sloboda Nagolnaia und Nikitowka der Fall ist, an Sandsteine, nicht aber an Schiefer oder Kalksteine gebunden sind. Ein typisches Beispiel dafür habe ich bei Nowopawlowka angetroffen, wo ein Quarzgang, der im Sandstein 3 cm mächtig war, sich nach beiden Seiten hin zu den angrenzenden Tonschiefern auskeilte. Der etwas höher gelegene Kalkstein G_2 war z. T. gleichmäßig verkieselt, nicht aber mit Quarzadern durchsetzt. Ob aber diese Verkieselung mit den Lösungen, die die Quarzgänge im Sandstein abgesetzt hatten, in Zusammenhang steht, läßt sich nicht sicher entscheiden. Bei Nagoltschik, das von Nowopawlowka 15 km nach OSO (also in der Hauptrichtung des Streichens der Karbongesteine) entfernt liegt, ist die Verkieselung in den Erzfeldern viel stärker und ergreift nicht nur die Sandsteine, sondern auch die Schiefer, die in der Schichtenfolge des unteren Karbons hier stark vorherrschen[13]). Diese Schiefer sind besonders in der Nähe der erzführenden Gänge und der Erzlinsen auch in ihrer ganzen Masse verkieselt.

2. Schiefer.

Unter den schiefrigen Steinen des Donetzbeckens herrschen entschieden Sand- und Tonschiefer vor. Erstere sind durch unmerkliche Übergänge mit Sandstein verknüpft

[12]) Vgl. R. E. Liesegang, Geologische Diffusionen, 1913. — Derselbe, Rhythmische Kristallisation, Die Naturwissenschaften, Berlin 1915, Bd. III, S. 500—502.

[13]) Näheres bei J. Samoilow, Mineralogie der Ganglagerstätten der Nagolnikette (244 S. mit einer Karte), Materialien zur Geologie Rußlands, Bd. 23, 1906. P. Stepanow, Carte géologique détaillée du bassin houiller du Donetz, Description de la feuille, VII 26, Petersburg 1911.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

und manchmal nur künstlich von diesen zu trennen. An die Schiefer schließen sich auch weiße tonähnliche Oberflächenbildungen, sogenannte „Melowka", sowie violette eisen- und manganschüssige Schiefer an. Die Platten einiger Sandschiefer sind sehr fest, andere wieder viel weicher, besonders im feuchten Zustande. In folgendem gebe ich die Beschreibung eines Stückes Sandschiefer, das unweit von Nowopawlowka gesammelt ist (Nr. 60 meiner Sammlung). Farbe bräunlich-grau. Spez. Gewicht 2,54 bei 18° C. 1 cbm = 2,54 t. Wasserkapazität 3,34% nach Gewicht, 8,28% nach Volumen. Eine Analyse von N. Strassewicz hat ergeben:

Glühverlust . . .	4,87 %
SiO_2	67,51 „
Al_2O_3	21,82 „
Fe_2O_3	2,21 „
CaO	1,12 „
MgO	1,12 „
Alkalien usw. . .	1,35 „
	100,00 %

Daraus ist zu ersehen, daß die Zusammensetzung dieses Schiefers nur verhältnismäßig wenig von der des oben beschriebenen schiefrigen, glimmerigtonigen Sandsteins (Nr. 56 meiner Sammlung) abweicht. Die dunklen Tonschiefer, die kleine Mengen von kohliger Substanz enthalten, zeigen rhomboedrische Absonderungen, die auf ihren Flächen von Eisenhydroxyd bräunlich gefärbt sind. In den Aufschlüssen zerbröckeln sie zu kleinen Plättchen, Splittern und Stäbchen und nehmen dabei eine hellere (graue statt schwarze) Färbung an. Die Schiefer können Knollen-, Linsen- und schichtartige Einlagerungen von etwas festerem schwererem, aber der Zusammensetzung nach verwandtem Material einschließen. Für solche graue Konkretionen habe ich ein spezifisches Gewicht von 2,82 bei 11° C. festgestellt. Die gewöhnliche Dicke der Plättchen des Tonschiefers beträgt 2—3—5 mm.

Im Dünnschliff sieht man in wenig durchsichtiger schmutzigschwarzer Masse kleine Quarzkörner, meist orientiert gelegene Muskowitblättchen und anderes. In dem Tonschiefer trifft man gut erhaltene Pflanzenreste, die von M. Zalesski eingehend untersucht und trefflich abgebildet sind. Die Tonschiefer können, wie Grubenarbeiten zeigen, zuweilen unter dem Einfluß des Wassers quellen, weich werden und Einbrüche verursachen. Die Eigenschaften eines

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

schwarzen Tonschiefers aus der Umgebung von Nowopawlowka (Nr. 27 meiner Sammlung) sind folgende: Spez. Gew. 2,64 bei 14° C. 1 cbm = 2,64 t. Wasserkapazität nach Gewicht 2,86%, nach Volumen 7,55%. Eine Analyse von D. Dionissiew ergab:

Glühverlust	6,31 %
SiO_2	57,01 „
Al_2O_3	29,96 „
Fe_2O_3	3,35 „
CaO	0,43 „
MgO	1,11 „
Alkalien und anderes	1,83 „
	100,00 %

Eine eigenartige Veränderung des Schiefers durch Verwitterung stellt die sogenannte „Melowka" dar (Mel = Kreide). So nennen die Bergleute das weiße oder grauweiße, selten rotbräunliche tonartige Gestein, das oft in Schluchten zutage tritt und die Unterlage von ganz verwitterten Kohlenflözen bildet. Das Flöz kann sich dabei zur Tagesoberfläche hin ganz auskeilen. Gräbt man der Melowka nach, so findet man leicht das unveränderte Kohlenflöz sowie den Schiefer, aus dem die Melowka entstanden ist. Die Melowka ist durch Einwirkung von Kohlensäure und Humussäuren bei der Verwitterung der Kohlen auf die unterliegenden Schiefer sowie auf tonige Karbonsandsteine entstanden. Sie ist ziemlich schwer zu schmelzen (etwa 1300°; vgl. Underclay). Eine Probe (z. T. von sekundärer Lagerstätte) aus der Umgebung der Stadt Sulin hatte folgende Durchschnittszusammensetzung:

SiO_2	63,62 %
Al_2O_3	23,78 „
Fe_2O_3	3,27 „
CaO	0,93 „
MgO	0,65 „
H_2O	6,28 „
	98,53 %

Die Tonschiefer sind in der Nähe der Kohlenflöze verhältnismäßig reich an Kohlensubstanz und können mit den Kohlenflözen in mannigfacher Weise wechsellagern. Hier sind meist auch Pyritausscheidungen, bald derb, bald gut, meist als Würfel kristallisiert zu finden. Die Verwitterungsprodukte des Pyrits (Eisensulfate und Schwefelsäure) werden vom Grundwasser gelöst, was die Arbeit der Pumpen sehr ungünstig beeinflußt. Über die Zusammensetzung der Grubenwasser im Donetzbecken wird von mir an anderer Stelle berichtet werden.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Die Tonschiefer sind sehr feinkörnig und enthalten sehr oft schöne Pflanzenabdrücke. Auf den Halden dieser Schiefer zwischen Elisawetowka und Nowopawlowka habe ich Süßwassermuscheln (Anthracosien) gefunden, was vielleicht darauf hinweist, daß wir in diesen Schiefern See- oder Sumpfbildungen der Karbonzeit zu erblicken haben. Solche Schiefer können aber auch marine Brachiopoden enthalten. Violette Schiefer trifft man besonders dort, wo neben Brauneisenstein auch örtliche Anhäufungen von Manganerz zu finden sind. Das ist z. B. bei Sulin der Fall, wo diese Erze zeitweilig auch verhüttet wurden. Die eigentlichen Erze sind hier aber meist an den Kalk gebunden, nicht aber an den Sandstein oder Schiefer.

Eigenartiger jaspisähnlicher grünlicher Schiefer aus dem Horizont C_2^4 wurde schon erwähnt.

3. Kalksteine und Dolomit.

Die Kalksteine sind, obwohl sie meist nur in geringer Menge im Donetzbecken vorhanden sind, von großer stratigraphischer Bedeutung. Sie finden sich in allen Horizonten, sind oft fossilführend und sehr niveaubeständig, bilden also eine gute Grundlage für die Kartierung. Ihre Mächtigkeit übersteigt nur selten 1—2 m, sie sind aber in den unteren Abteilungen der Stufe C_1 im südwestlichen Teile des Beckens längs des Flusses Kalmius stärker entwickelt. Die Gesamtmächtigkeit dieser letztgenannten Kalke mit *Productus giganteus* Mart. erreicht 200 m. Horizonte C_1^1 bis C_1^{20}. Sie gehören hauptsächlich zur Viséstufe und der unteren Tournaistufe. Die Kohlenflöze im Unterkarbon sind nicht abbauwürdig.[14])

[14]) Ganz anders liegen die Verhältnisse im Moskauer Becken und im Ural, wo in der marinen Schichtenreihe auch Einlagerungen von gut entwickelter littoraler und terrestrischer Fazies vorhanden sind. Die Untervisé-Regression fehlt in der Donetzgeosynklinale. Für die Gliederung des Unterkarbons im Donetzbecken sind die Arbeiten von N. Lebedew und K. Lissizyn von Wichtigkeit. Sie stehen mit ihren Ansichten über die Gliederung des Unterkarbons im Gegensatz zu den Vertretern des russischen Geologischen Komitets. Eine kurze Notiz hierüber hat Lissizyn in neuester Zeit in der Zeitschrift „Wirtschaft des Donbassins", 1922, Februarnummer (2—13, S. 102—104) veröffentlicht. In der Umgebung des Dorfes Nowotroizkoie im Mariupolbezirk sind Übergangsbildungen von Devon zu Karbon entdeckt Eine äußerst wichtige paläontologische Arbeit von N. Lebedew über das ganze Karbon des Donetzbeckens ist im Jahre 1925 (Jubiläumsfestband des Berginstiuts Ekatorinoslaw, 1899—1924) erschienen.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Die Kalke unseres Karbons sind meist dicht, selten oolithisch grau oder schwarz, sehr selten weiß[15]) gefärbt. Stellenweise sind sie auch locker und dann gelblich oder grünlich gefärbt, oder sie sind umgekehrt durch Verkieselung ganz fest geworden. Wieder andere sind in Brauneisenstein umgewandelt oder von weißen Kalzitadern durchzogen. Solche verwitterten und umgewandelten Kalke lassen ihre Natur manchmal nur schwer erkennen. Zuweilen sind solche umgewandelten Kalke zu Brekzien oder Konglomeraten verkittet, die als Blöcke an der Oberfläche zerstreut liegen. Unter dem Miskroskop ist meist nichts besonderes zu erkennen. Die Fossilreste sind undeutlich, die Grundmasse ist feinkristallinisch bis dicht und mit schwarzer amorpher kohliger Substanz durchsetzt. Diese ist, wie Analysen beweisen, nur in sehr kleinen Mengen vorhanden, reicht aber doch aus, um die dunkle Farbe des Gesteins hervorzurufen. Die frischen Kalke enthalten fast niemals klastische Quarzkörner. Sie sind daher zum Kalkbrennen sehr begehrt. Oolithische Kalksteine sind aus dem Unterkarbon des Kalmiusgebietes bekannt. Sie sind auf Kosten der Korallen, Foraminiferen und Brachiopoden gebildet. Hier sind auch echte Mergel nachgewiesen. Einlagerungen von kalkigen Sandsteinen werden aus der Bokowmulde erwähnt[16]). Die Verkieselung der Kalksteine ist sehr verbreitet, wobei der Kalk so hart wird, daß er Glas ritzt und allmählich seine Eigenschaft des Aufbrausens mit Säure verliert. Solche Kalksteine zerspringen unter dem Hammer zu scharfkantigen Stücken, die sehr leicht die Hände verletzen können.

In einigen Fällen enthalten die Kalke Feuersteinknollen von meist schwarzer Farbe, so z. B. der Kalk L_1, der an der Grenze der Horizonte C_2^5 und C_2^6 auf dem Kartenblatt VII/27 (Dolschanski-Anthrazitgebiet) liegt.

Im Unterkarbon findet man Kalke, in denen kleine (0,02 bis 0,25 mm) beiderseitig wohl ausgebildete Quarzkriställchen vorkommen[17]). Diese sind sicher Neubildungen. Die Kalke sind sonst ganz normal und enthalten diesen sekun-

[15]) Einen solchen Kalkstein haben Studenten, die mit geologischen Feldarbeiten bei Sulin beschäftigt waren, im Jahre 1922 nach Nowotscherkassk gebracht. Er stammt aus dem Hozizont C_2^5

[16]) P. Stepanow, Discription des la feuille, VII/25, 1910, S. 24.

[17]) Diese hat besonders mein Schüler Babukow untersucht. Näheres darüber in meinen „Beiträgen zur Mineralogie Rußlands", Zeitschr. für Kristallogr., Bd. 58 (Festband), 1923, S. 396.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

dären Quarz nur in ganz geringer Menge. Man kann dieses Mineral nur dann sicher nachweisen, wenn man das Gestein in Salzsäure löst und den Rückstand, der auch schwarze amorphe Substanz enthält, längere Zeit auf Urgläsern schlämmt. Man erhält dann ein weißes kristallinisches Pulver von reiner Kieselsäure. Ähnliches fand ich auch bei dem schwarzen Kalkstein K_1 aus dem Horizont C_2^5 (Schlucht Wodianaia). Hier waren die Kriställchen oft etwa 0,04 × 0,016 mm groß. Kristalle von etwa 0,06 × 0,03 mm Größe sind schon selten gemessen worden. Nach meiner Analyse hat der Kalk folgende Zusammensetzung:

In HCl unlöslich	1,18%		
Dieser Rückstand beträgt nach dem Glühen . . .	0,89 „	(von organischen Stoffen sind also höchstens 0,29% vorhanden)	
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	0,71 „		
MnO	nicht vorhanden		
CaO	53,10%	95,90%	$CaCO_3$
CO_2 (berechnet)	42,20 „		
MgO	0,63 „	1,32 „	$MgCO_3$
CO_2 (berechnet)	0,69 „		
SO_3	nicht vorhanden		
P_2O_5	nicht vorhanden		
	100,00%		

Spez. Gew. 2,67 bei 18° C., 1 cbm = 2,67 t. Wasserkapazität nach Gewicht 0,92%, nach Volumen 2,46%. Der Kalk aus der Schlucht Ostapowa (Seitental der Schlucht Sakutenia, beide unweit von Nowopawlowka) enthält erheblich mehr unlöslichen Rückstand, nämlich 24,10%[18]). Letzterer besteht hauptsächlich aus Quarz (97,98%), weiter aus kohliger Substanz (höchstens 0,63%), Eisenoxyd und Aluminiumoxyd. Der lösliche Teil zeigt nach meiner Analyse folgende Zusammensetzung:

$Fe_2O_3 + Al_2O_3$ . . .	2,53%		
CaO	36,14 „	64,54%	$CaCO_3$
CO_2 (berechnet) . .	28,40 „		
MgO	3,87 „	8,13 „	$MgCO_3$
CO_2 (berechnet) . .	4,26 „		
	99,30%		

[18]) Stückchen von diesem Kalk, mit heißer Salzsäure behandelt, lassen nach Aufhören des Brausens echte Pseudomorphosen erkennen, die mit dem Glasstab zerdrückt werden können. Sie bestehen aus einem sehr feinen kristallinischen Gerüst, dessen Kristallindividuen eine Größe von 0.004—0,008 mm haben, und aus schwarzer, kohliger Substanz. Alles dies weist darauf hin, daß hier die Verkieselung sehr gleichmäßig vorgeschritten war.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Spez. Gew. 2,74 bei 12° C, 1 cbm = 2,74 t. Wasserkapazität nach Gewicht 0,13%, nach Volumen 0,36%.

Kalkstein G_2 (Nr. 53 meiner Sammlung). Schwarz und dicht, ist aber stark umgewandelt: 60,90% unlösliches auf dem Filter gewogen, nach dem Glühen 59,9%. Er ritzt das Glas.

Kalkstein I_2 aus dem Horizont C_2^4 der Schlucht Dolschik: Unl. 2,91% (2,89% nach dem Glühen). Rückstand besteht aus feinem Quarzpulver und kohliger Substanz. Der Magnesiagehalt ist niedrig.

Kalkstein I_2' aus der Schlucht Dolschik: unlöslich 1,30%. Der Rückstand besteht wieder aus feinem Quarzpulver und kohligen Teilchen. Der Magnesiagehalt ist klein.

Kalkstein K_5', Horizont C_2^5, rechter Abhang der Schlucht Chrustalnaia: unlöslich, 1,83%. Der Magnesiagehalt ist niedrig. Die quantitative und qualitative Analyse der Kalke aus der Gruschewski-Neswetaiski-Mulde weisen auf niedrigen Gehalt an Magnesium hin (Student Larin in meinem Laboratorium).

Über die chemische Zusammensetzung der meist kalkigen Knollen, die in den Kohlenflözen im Donetzbecken gefunden sind, wird in dem Abschnitt „Kohle" gesprochen werden. Hinsichtlich der Kalke sei noch hinzugefügt, daß sie sehr zum Übergang in Brauneisen oder Turiit neigen. Diese Erscheinung kann auch von Verkieselung begleitet sein. Auf die so entstandenen Eisenerze werde ich weiter unten noch zurückkommen.

Hinsichtlich der Dolomite kann ich mich hier auf wenige Worte beschränken. Echte Dolomite sind bei uns in Oberkarbon, in Unterkarbon und besonders im Permokarbon vorhanden. Nur in der letzten Stufe sind sie in der Bachmutmulde gut untersucht, sie sind dort paragenetisch sehr deutlich mit Salzablagerungen verbunden. Diese Dolomite lasse ich hier jedoch außer Betracht.

Karbonische Dolomite sind wenig verbreitet, wenig bekannt und häufig mit Kalkstein verwechselt worden. Sie sind in Staniza Perekopskaia, bei Kremenskaia am Don, vielleicht auch bei Khutor Frolow am Flusse Artscheda im Ust-Medwedizkibezirk des Dongebietes (also eigentlich schon außerhalb des Donetzbeckens) angetroffen worden. Diese Dolomite sind zur Fusulinenstufe des Oberkarbons

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

zu rechnen[19]). Ein anderes Gebiet, wo Dolomite nachgewiesen sind, sind die Unterkarbonablagerungen im Flußsystem des Kalmius. Folgende drei Analysen charakterisieren das Gestein dieser Fundorte:

	Dorf Nowotroizkoie Schlucht Suchaia Mandrykina	Von demselben Ort zweite Schicht, liegt etwas tiefer	Dorf Stylla Dolomitischer Kalkstein
$CaCO_3$	57,66 %	58,27 %	27,14 %
$MgCO_3$	38,72 „	37,57 „	20,70 „
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$ . .	0,87 „	1,30 „	1,40 „
unlöslich in HCl .	1,85 „	2,14 „	50,39 „
H_2O und org. Subst.	0,88 „	0,70 „	0,52 „
	99,98 %	100,00 %	100,15 %[20])

Die Dolomitformel $CaMgC_3O_6$ fordert: 54,35% $CaCO_3$ und 45,65% $MgCO_3$. M. Noinski hat nachgewiesen, daß die dolomitisierten Kalke von Samarskaia Luka immer inhomogene Gemenge von Kalzit- und Dolomitkriställchen sind. Für das Donetzbecken gilt wahrscheinlich das gleiche.

Eisenerze.[21])

Die Eisenerze des Donetzbeckens sind lange bekannt, aber bis jetzt nur sehr wenig ausgebeutet. Sie finden sich

---

[19]) W. W. Bogatschew, Skizze der Geographie des Wsewelikoie Woisko Donskoie (des großen donischen Heeres), Nowotscherkassk 1918, S. 33, 72, 75. Vgl. N. Lebedew, Bulletin du Comité géologique, 1892, Bd. XI. A. Pawlow, ebenda, 1904, Bd. XXIII, S. 463.

Die Untersuchung der Fusulinenkalke (über 50 Analysen von Samarskaia Luka an der Wolga) hat gezeigt, daß dort besonders in den oberen Horizonten nicht nur Kalke, sondern auch echte Dolomite sehr verbreitet sind. Darüber siehe die vortreffliche Arbeit von M. Noinski, „Samarskaia-Luka — eine geologische Forschung", Verhandl. d. Naturf. Ges. an der Universität Kasan, Bd. 45. Lief. 4—6, Kasan 1913. (Ein Band mit 768 S., 6 Tafeln und 1 geol. Karte.)

[20]) Bull. du Comité géologique, Petrograd 1916, Nr. 1, Bd. 35, S. 272.

[21]) Literatur: A. Karpinski, Bull. du Comité géol., Bd. I, 1882. — Guide des excur. du VII Congrès géol. intern., Petersburg 1897. — A. Terpigorew. Gornosawodskaia (Bergwirtschaftliche) Gazette, Charkow 1900, Nr. 7. — K. Bogdanowicz, Die Eisenerze Rußlands, Petersburg 1911, S. 207—209. — Alle bis jetzt erschienenen Erläuterungen zu den Blättern der Geol. Spezialkarte des Donetzbecken, herausgegeben vom Russ. Geol. Komitet. — P. Tschirwinsky, Nutzbare Fossilien des südöstlichen Teiles des europäischen Rußlands, Rostow am Don 1919, S. 27—29. — A. Nikolaew, Wirtschaft des Donbeckens, 1922, Nr. 3 (14), S. 35—42. — Mir steht außerdem noch unveröffentlichtes Material zur Verfügung.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

fast nur in wenig mächtigen Lagern, die sich nur ausnahmsweise bis auf ½ km im Streichen verfolgen lassen. Meist keilen sie früher aus und stellen nesterförmige Einlagerungen im karbonischen Muttergestein dar. Meist bestehen sie aus Limonit- oder Turiitmassen, die in einigen Fällen aus Spateisenstein umgewandelt sind, der auch in der Tiefe gefunden ist. In anderen Fällen sind sie durch unmittelbare oberflächliche (?) Vererzung der Kalksteine entstanden. Das Muttergestein kann nicht nur Kalk sein, sondern auch schiefrige Tone und Sandstein. Wir haben unter diesen Eisenerzvorkommen also metasomatische Bildungen wie auch echte Sedimente. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß in der gleichmäßigen dichten braunen Erzmasse Aggregate sowie auch einzelne Körner, Äderchen und andre Ausscheidungen von sekundärem Quarz auftreten können. Viele Erzstücke sind porös, was vielleicht auf metasomatische Umwandlung hinweist.

Eisenerzeinlagen sind in allen drei Hauptstufen unseres Karbons bekannt. Am meisten aber wohl an C_2 und C_3 gebunden. Die Erze kommen im ganzen Gebiet des Donetzbeckens vor. Vor dem letzten europäischen Kriege wurden sie in schwachem Masse in Sulin verhüttet, wo ihre Lagerstätte verhältnismäßig gut untersucht war. Es sind dort insgesamt 19 flachfallende Schichten auf 3 km quer zum Streichen gezählt worden. Das Erz erwies sich hier als manganhaltig, und stellenweise wurden auch in Nestern fast reine Manganerze angetroffen.[22]) Aus nachstehenden Analysen ergibt sich die Zusammensetzung dieser Erze aus der Umgebung von Sulin.

	Fe	Mn	CaO	unlösliches
Fedorowski-Schicht . .	44,51 %	—	—	26,00 %
	50,46 „	—	—	15,40 „
	39,56 „	—	8,67 %	22,96 „
	36,39 „	—	9,37 „	20,02 „
Manganhaltige Schicht .	47,60 „	3,17 %	—	10,80 „
	48,19 „	5,10 „	—	9,62 „
	14,75 „	20,34 „	—	26,72 „
	29,20 „	3,63 „	—	36,96 „
Sachariewski-Schicht .	38,63 „	—	2,71 „	28,36 „
	29,23 „	—	7,73 „	34,38 „
	53,88 „	—	—	5,22 „
	41,28 „	—	8,00 „	14,16 „

[22]) Hinsichtlich der Genesis vgl. die Ansichten von J. H. L. Vogt über Manganwiesenerz und über das Verhältnis zwischen Eisen und Mangan in den See- und Wiesenerzen. Zeitschr. f. prakt. Geol., Berlin 1906, S. 217 ff.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

und manchmal nur künstlich von diesen zu trennen. An die Schiefer schließen sich auch weiße tonähnliche Oberflächenbildungen, sogenannte „Melowka", sowie violette eisen- und manganschüssige Schiefer an. Die Platten einiger Sandschiefer sind sehr fest, andere wieder viel weicher, besonders im feuchten Zustande. In folgendem gebe ich die Beschreibung eines Stückes Sandschiefer, das unweit von Nowopawlowka gesammelt ist (Nr. 60 meiner Sammlung). Farbe bräunlich-grau. Spez. Gewicht 2,54 bei 18° C. 1 cbm = 2,54 t. Wasserkapazität 3,34% nach Gewicht, 8,28% nach Volumen. Eine Analyse von N. Stassewicz hat ergeben:

Glühverlust . . .	4,87 %
SiO_2	67,51 „
Al_2O_3	21,82 „
Fe_2O_3	2,21 „
CaO	1,12 „
MgO	1,12 „
Alkalien usw. . .	1,35 „
	100,00 %

Daraus ist zu ersehen, daß die Zusammensetzung dieses Schiefers nur verhältnismäßig wenig von der des oben beschriebenen schiefrigen, glimmerigtonigen Sandsteins (Nr. 56 meiner Sammlung) abweicht. Die dunklen Tonschiefer, die kleine Mengen von kohliger Substanz enthalten, zeigen rhomboedrische Absonderungen, die auf ihren Flächen von Eisenhydroxyd bräunlich gefärbt sind. In den Aufschlüssen zerbröckeln sie zu kleinen Plättchen, Splittern und Stäbchen und nehmen dabei eine hellere (graue statt schwarze) Färbung an. Die Schiefer können Knollen-, Linsen- und schichtartige Einlagerungen von etwas festerem schwererem, aber der Zusammensetzung nach verwandtem Material einschließen. Für solche graue Konkretionen habe ich ein spezifisches Gewicht von 2,82 bei 11° C. festgestellt. Die gewöhnliche Dicke der Plättchen des Tonschiefers beträgt 2—3—5 mm.

Im Dünnschliff sieht man in wenig durchsichtiger schmutzigschwarzer Masse kleine Quarzkörner, meist orientiert gelegene Muskowitblättchen und anderes. In dem Tonschiefer trifft man gut erhaltene Pflanzenreste, die von M. Zalesski eingehend untersucht und trefflich abgebildet sind. Die Tonschiefer können, wie Grubenarbeiten zeigen, zuweilen unter dem Einfluß des Wassers quellen, weich werden und Einbrüche verursachen. Die Eigenschaften eines

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

schwarzen Tonschiefers aus der Umgebung von Nowopawlowka (Nr. 27 meiner Sammlung) sind folgende: Spez. Gew. 2,64 bei 14° C. 1 cbm = 2,64 t. Wasserkapazität nach Gewicht 2,86%, nach Volumen 7,55%. Eine Analyse von D. Dionissiew ergab:

Glühverlust	6,31 %
SiO_2	57,01 „
Al_2O_3	29,96 „
Fe_2O_3	3,35 „
CaO	0,43 „
MgO	1,11 „
Alkalien und anderes	1,83 „
	100,00 %

Eine eigenartige Veränderung des Schiefers durch Verwitterung stellt die sogenannte „Melowka" dar (Mel = Kreide). So nennen die Bergleute das weiße oder grauweiße, selten rotbräunliche tonartige Gestein, das oft in Schluchten zutage tritt und die Unterlage von ganz verwitterten Kohlenflözen bildet. Das Flöz kann sich dabei zur Tagesoberfläche hin ganz auskeilen. Gräbt man der Melowka nach, so findet man leicht das unveränderte Kohlenflöz sowie den Schiefer, aus dem die Melowka entstanden ist. Die Melowka ist durch Einwirkung von Kohlensäure und Humussäuren bei der Verwitterung der Kohlen auf die unterliegenden Schiefer sowie auf tonige Karbonsandsteine entstanden. Sie ist ziemlich schwer zu schmelzen (etwa 1300°; vgl. Underclay). Eine Probe (z. T. von sekundärer Lagerstätte) aus der Umgebung der Stadt Sulin hatte folgende Durchschnittszusammensetzung:

SiO_2	63,62 %
Al_2O_3	23,78 „
Fe_2O_3	3,27 „
CaO	0,93 „
MgO	0,65 „
H_2O	6,28 „
	98,53 %

Die Tonschiefer sind in der Nähe der Kohlenflöze verhältnismäßig reich an Kohlensubstanz und können mit den Kohlenflözen in mannigfacher Weise wechsellagern. Hier sind meist auch Pyritausscheidungen, bald derb, bald gut, meist als Würfel kristallisiert zu finden. Die Verwitterungsprodukte des Pyrits (Eisensulfate und Schwefelsäure) werden vom Grundwasser gelöst, was die Arbeit der Pumpen sehr ungünstig beeinflußt. Über die Zusammensetzung der Grubenwasser im Donetzbecken wird von mir an anderer Stelle berichtet werden.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

dären Quarz nur in ganz geringer Menge. Man kann dieses Mineral nur dann sicher nachweisen, wenn man das Gestein in Salzsäure löst und den Rückstand, der auch schwarze amorphe Substanz enthält, längere Zeit auf Urgläsern schlämmt. Man erhält dann ein weißes kristallinisches Pulver von reiner Kieselsäure. Ähnliches fand ich auch bei dem schwarzen Kalkstein K_1 aus dem Horizont C_2^5 (Schlucht Wodianaia). Hier waren die Kriställchen oft etwa 0,04 × 0,016 mm groß. Kristalle von etwa 0,06 × 0,03 mm Größe sind schon selten gemessen worden. Nach meiner Analyse hat der Kalk folgende Zusammensetzung:

In HCl unlöslich	1,18%	(von organischen Stoffen sind also höchstens 0,29% vorhanden)	
Dieser Rückstand beträgt nach dem Glühen . . .	0,89 „		
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	0,71 „		
MnO	nicht vorhanden		
CaO	53,10%	95,90%	$CaCO_3$
CO_2 (berechnet)	42,20 „		
MgO	0,63 „	1,32 „	$MgCO_3$
CO_2 (berechnet)	0,69 „		
SO_3	nicht vorhanden		
P_2O_5	nicht vorhanden		
	100,00%		

Spez. Gew. 2,67 bei 18° C., 1 cbm = 2,67 t. Wasserkapazität nach Gewicht 0,92%, nach Volumen 2,46%. Der Kalk aus der Schlucht Ostapowa (Seitental der Schlucht Sakutenia, beide unweit von Nowopawlowka) enthält erheblich mehr unlöslichen Rückstand, nämlich 24,10%[18]). Letzterer besteht hauptsächlich aus Quarz (97,98%), weiter aus kohliger Substanz (höchstens 0,63%), Eisenoxyd und Aluminiumoxyd. Der lösliche Teil zeigt nach meiner Analyse folgende Zusammensetzung:

$Fe_2O_3 + Al_2O_3$ . . .	2,53%		
CaO	36,14 „	64,54%	$CaCO_3$
CO_2 (berechnet) . .	28,40 „		
MgO	3,87 „	8,13 „	$MgCO_3$
CO_2 (berechnet) . .	4,26 „		
	99,30%		

[18]) Stückchen von diesem Kalk, mit heißer Salzsäure behandelt, lassen nach Aufhören des Brausens echte Pseudomorphosen erkennen, die mit dem Glasstab zerdrückt werden können. Sie bestehen aus einem sehr feinen kristallinischen Gerüst, dessen Kristallindividuen eine Größe von 0.004—0,008 mm haben, und aus schwarzer, kohliger Substanz. Alles dies weist darauf hin, daß hier die Verkieselung sehr gleichmäßig vorgeschritten war.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Spez. Gew. 2,74 bei 12° C, 1 cbm = 2,74 t. Wasserkapazität nach Gewicht 0,13%, nach Volumen 0,36%.

Kalkstein G_2 (Nr. 53 meiner Sammlung). Schwarz und dicht, ist aber stark umgewandelt: 60,90% unlösliches auf dem Filter gewogen, nach dem Glühen 59,9%. Er ritzt das Glas.

Kalkstein I_2 aus dem Horizont C_2^4 der Schlucht Dolschik: Unl. 2,91% (2,89% nach dem Glühen). Rückstand besteht aus feinem Quarzpulver und kohliger Substanz. Der Magnesiagehalt ist niedrig.

Kalkstein I_2' aus der Schlucht Dolschik: unlöslich 1,30%. Der Rückstand besteht wieder aus feinem Quarzpulver und kohligen Teilchen. Der Magnesiagehalt ist klein.

Kalkstein K_5', Horizont C_2^5, rechter Abhang der Schlucht Chrustalnaia: unlöslich, 1,83%. Der Magnesiagehalt ist niedrig. Die quantitative und qualitative Analyse der Kalke aus der Gruschewski-Neswetaiski-Mulde weisen auf niedrigen Gehalt an Magnesium hin (Student Larin in meinem Laboratorium).

Über die chemische Zusammensetzung der meist kalkigen Knollen, die in den Kohlenflözen im Donetzbecken gefunden sind, wird in dem Abschnitt „Kohle" gesprochen werden. Hinsichtlich der Kalke sei noch hinzugefügt, daß sie sehr zum Übergang in Brauneisen oder Turiit neigen. Diese Erscheinung kann auch von Verkieselung begleitet sein. Auf die so entstandenen Eisenerze werde ich weiter unten noch zurückkommen.

Hinsichtlich der Dolomite kann ich mich hier auf wenige Worte beschränken. Echte Dolomite sind bei uns in Oberkarbon, in Unterkarbon und besonders im Permokarbon vorhanden. Nur in der letzten Stufe sind sie in der Bachmutmulde gut untersucht, sie sind dort paragenetisch sehr deutlich mit Salzablagerungen verbunden. Diese Dolomite lasse ich hier jedoch außer Betracht.

Karbonische Dolomite sind wenig verbreitet, wenig bekannt und häufig mit Kalkstein verwechselt worden. Sie sind in Staniza Perekopskaia, bei Kremenskaia am Don, vielleicht auch bei Khutor Frolow am Flusse Artscheda im Ust-Medwedizkibezirk des Dongebietes (also eigentlich schon außerhalb des Donetzbeckens) angetroffen worden. Diese Dolomite sind zur Fusulinenstufe des Oberkarbons

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

zu rechnen[19]). Ein anderes Gebiet, wo Dolomite nachgewiesen sind, sind die Unterkarbonablagerungen im Flußsystem des Kalmius. Folgende drei Analysen charakterisieren das Gestein dieser Fundorte:

	Dorf Nowotroizkoie Schlucht Suchaia Mandrykina	Von demselben Ort zweite Schicht, liegt etwas tiefer	Dorf Stylla Dolomitischer Kalkstein
$CaCO_3$	57,66 %	58,27 %	27,14 %
$MgCO_3$	38,72 „	37,57 „	20,70 „
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$ . .	0,87 „	1,30 „	1,40 „
unlöslich in HCl .	1,85 „	2,14 „	50,39 „
H_2O und org. Subst.	0,88 „	0,70 „	0,52 „
	99,98 %	100,00 %	100,15 %[20])

Die Dolomitformel $CaMg(CO_3)_2$ fordert: 54,35% $CaCO_3$ und 45,65% $MgCO_3$. M. Noinski hat nachgewiesen, daß die dolomitisierten Kalke von Samarskaia Luka immer inhomogene Gemenge von Kalzit- und Dolomitkriställchen sind. Für das Donetzbecken gilt wahrscheinlich das gleiche.

Eisenerze.[21])

Die Eisenerze des Donetzbeckens sind lange bekannt, aber bis jetzt nur sehr wenig ausgebeutet. Sie finden sich

[19]) W. W. Bogatschew, Skizze der Geographie des Wsewelikoie Woisko Donskoie (des großen donischen Heeres), Nowotscherkassk 1918, S. 33, 72, 75. Vgl. N. Lebedew, Bulletin du Comité géologique, 1892, Bd. XI. A. Pawlow, ebenda, 1904, Bd. XXIII, S. 463.

Die Untersuchung der Fusulinenkalke (über 50 Analysen von Samarskaia Luka an der Wolga) hat gezeigt, daß dort besonders in den oberen Horizonten nicht nur Kalke, sondern auch echte Dolomite sehr verbreitet sind. Darüber siehe die vortreffliche Arbeit von M. Noinski, „Samarskaia-Luka — eine geologische Forschung", Verhandl. d. Naturf. Ges. an der Universität Kasan, Bd. 45, Lief. 4—6, Kasan 1913. (Ein Band mit 768 S., 6 Tafeln und 1 geol. Karte.)

[20]) Bull. du Comité géologique, Petrograd 1916, Nr. 1, Bd. 35, S. 272.

[21]) Literatur: A. Karpinski, Bull. du Comité géol., Bd. I, 1882. — Guide des excur. du VII Congrès géol. intern., Petersburg 1897. — A. Terpigorew. Gornosawodskaia (Bergwirtschaftliche) Gazette, Charkow 1900, Nr. 7. — K. Bogdanowicz, Die Eisenerze Rußlands, Petersburg 1911, S. 207—209. — Alle bis jetzt erschienenen Erläuterungen zu den Blättern der Geol. Spezialkarte des Donetzbecken, herausgegeben vom Russ. Geol. Komitet. — P. Tschirwinsky, Nutzbare Fossilien des südöstlichen Teiles des europäischen Rußlands, Rostow am Don 1919, S. 27—29. — A. Nikolaew, Wirtschaft des Donbeckens, 1922, Nr. 3 (14), S. 35—42. — Mir steht außerdem noch unveröffentlichtes Material zur Verfügung.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

fast nur in wenig mächtigen Lagern, die sich nur ausnahmsweise bis auf ½ km im Streichen verfolgen lassen. Meist keilen sie früher aus und stellen nesterförmige Einlagerungen im karbonischen Muttergestein dar. Meist bestehen sie aus Limonit- oder Turiitmassen, die in einigen Fällen aus Spateisenstein umgewandelt sind, der auch in der Tiefe gefunden ist. In anderen Fällen sind sie durch unmittelbare oberflächliche (?) Vererzung der Kalksteine entstanden. Das Muttergestein kann nicht nur Kalk sein, sondern auch schiefrige Tone und Sandstein. Wir haben unter diesen Eisenerzvorkommen also metasomatische Bildungen wie auch echte Sedimente. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß in der gleichmäßigen dichten braunen Erzmasse Aggregate sowie auch einzelne Körner, Äderchen und andre Ausscheidungen von sekundärem Quarz auftreten können. Viele Erzstücke sind porös, was vielleicht auf metasomatische Umwandlung hinweist.

Eisenerzeinlagen sind in allen drei Hauptstufen unseres Karbons bekannt. Am meisten aber wohl an C_2 und C_3 gebunden. Die Erze kommen im ganzen Gebiet des Donetzbeckens vor. Vor dem letzten europäischen Kriege wurden sie in schwachem Masse in Sulin verhüttet, wo ihre Lagerstätte verhältnismäßig gut untersucht war. Es sind dort insgesamt 19 flachfallende Schichten auf 3 km quer zum Streichen gezählt worden. Das Erz erwies sich hier als manganhaltig, und stellenweise wurden auch in Nestern fast reine Manganerze angetroffen.[22]) Aus nachstehenden Analysen ergibt sich die Zusammensetzung dieser Erze aus der Umgebung von Sulin.

	Fe	Mn	CaO	unlösliches
Fedorowski-Schicht . .	44,51 %	—	—	26,00 %
	50,46 „	—	—	15,40 „
	39,56 „	—	8,67 %	22,96 „
	36,39 „	—	9,37 „	20,02 „
Manganhaltige Schicht .	47,60 „	3,17 %	—	10,80 „
	48,19 „	5,10 „	—	9,62 „
	14,75 „	20,34 „	—	26,72 „
	29,20 „	3,63 „	—	36,96 „
Sachariewski-Schicht .	38,63 „	—	2,71 „	28,36 „
	29,23 „	—	7,73 „	34,38 „
	53,88 „	—	—	5,22 „
	41,28 „	—	8,00 „	14,16 „

[22]) Hinsichtlich der Genesis vgl. die Ansichten von J. H. L. Vogt über Manganwiesenerz und über das Verhältnis zwischen Eisen und Mangan in den See- und Wiesenerzen. Zeitschr. f. prakt. Geol., Berlin 1906, S. 217 ff.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Die vermutlichen Vorräte in der Sadkowskaia-Mulde bei Sulin betragen gegen 330 Millionen Tonnen. Aus vielen Erzanalysen von anderen Orten des Beckens seien noch folgende angeführt:

	Vererzter Kalkstein K_4		Vererzter Kalkstein K_5	
	a	b	a	b
unlösliches	20,62 %	26,35 %	5,12 %	10,25 %
Al_2O_3	0,60 „	—	2,05 „	—
Fe_2O_3	67,77 „	64,75 „	80,68 „	77,42 „
S	0,06 „	0.07 „	0,04 „	0,04 „
P	0,09 „	0,11 „	0,24 „	0,22 „
Mn_2O_3	0,26 „	Spur	Spur	Spur
TiO_2	Spur	Spur	Spur	Spur
H_2O	10,31 „	8,76 „	11,60 „	11,51 „
	99,71 %	100,04 %	99,73 %	99,44 %
Metallisches Eisen	47,38 %	45,38 %	56,48 %	54,19 %

Ein niedriger Gehalt an Phosphorsäure charakterisiert nach DE LAUNAY die metasomatischen Eisenerzbildungen, nicht aber primäre sedimentäre Erze, die dagegen reich an Phosphor sind[24]). Diese Behauptung stimmt mit den oben angeführten Zahlen überein.

Die Erze begleiten die Kohlenflöze der Stscherbinowo-Nowopawlowski-Mulde, die eigentlich zur Kalmius-Toretzki-Mulde gehört. Sie sind hier bei Michailowka, Wolynzowka, Sofiewka und einigen anderen Orten nachgewiesen. Vom genetischen Standpunkte aus ist der Zusammenhang mit gewissen oben erwähnten eisenschüssigen Schiefern, die im Hangenden einiger Kohlenflöze vorkommen, von Interesse. Zum Vergleich kann ich hier die Ergebnisse von Analysen des Schiefers, meist von grauer oder grauschwarzer Farbe von O. KARAPETIAN aus dem Hangenden und Liegenden der Kohlenflöze Belgiens anführen.[25]) In der ersten Analysenreihe hat Herr KARAPETIAN für jede Gruppe 37 Eisenbestimmungen gemacht. Dabei hat sich herausgestellt, daß der hangende Schiefer im Mittel 7,12 % Eisen und der

[23]) Diese Erze sind unweit vom Dorfe Dolschik, Blatt VII 27, Dolschanski-Anthrazitgebiet gesammelt.

[24]) DE LAUNAY, Traité de Métallogénie, Paris 1913, Bd. II, S. 292—300, 413. — Siehe auch FR. SLAVIK, „Der Phosphorgehalt der Eisenerze im Böhmischen Untersilur", Bergbau und Hütte, 1918, Heft 5. — Reicher an Phosphor (bis 3,47%) sind unsere Erze aus dem Unterkarbon, wo sie Nester im Kalk bilden.

[25]) O. KARAPETIAN, Annales de la Société géol. de Belgique, Bd. 39, Lüttich 1912, S. 303—323.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Schiefer nur 3,85 % enthält. In der zweiten Analysenreihe für ein Bohrloch in Vaudress hat er entsprechende Werte von 4,14 und 2,24 % Fe gefunden, in der dritten (Bohrloch in Harmignies, Durchschnittswert aus 34 Analysen) 3,80% bzw. 2,01% Fe. Worin dieser Unterschied begründet ist, erscheint mir noch als offene, wenn auch schon mehrmals als rein theoretisch erörterte Frage[26]).

Kohlen.[27])

Unsere Steinkohlen zeigen verschiedene Eigenschaften und können mehr oder weniger befriedigend auf alle Gruppen von GRUNER verteilt werden. Es sind durchweg Humuskohlen im Sinne von H. POTONIÉ. Die matten Schichten unserer Kohle bestehen hauptsächlich aus verkohltem Holzstoff und Periderm von Lepidophyten (Faserkohle), die glänzenden Teile meist aus den Resten von Rinde, Blättern, Früchten, Sporen und Samen. Letzteres ist aber nicht so leicht und sicher zu beweisen. Die Anthrazite, die hier besonders in Betracht kommen, lassen unter dem Mikroskop nur wenig erkennen, auch wenn sie vorher chemisch behandelt werden. D. M. ZALESSKY hat in Dünnschliffen der Gaskohle des Zentralareals (Hauptantiklinale) des Donetzbeckens beobachtet, daß sie fast ausschließlich aus einer bräunlichen Grundmasse mit darin eingeschlossenen Stückchen und verkohltem Holzstoff und von Periderm bestehen. Diese Grundmasse zeigt eine Bänderung und eine eigenartige Wabenstruktur. Diese Kohlen glänzen, obwohl sie aus der bräunlichen Grundmasse bestehen, lebhaft, wo Ausscheidungen von Holzstoff und Reste von Periderm vorhanden sind, sehen sie dagegen matt aus. Sporen fehlen in der humosen Grundmasse meist ganz. Selten sind aber auch solche Gaskohlen gefunden worden, in denen Sporen in großer Menge vorhanden sind. Das trifft z. B. für einige

[26]) Siehe z. B. STAINIER, Bull. Soc. belge de géolog., Bd. 25 (Sitzung vom 21. 2. 1911).

[27]) Als literarische Quellen müssen hier besonders genannt werden: M. D. ZALESSKY, „Grundriß der Entstehung der Kohlen", Petrograd 1914 (94 S mit 10 Tafeln Photographien). — J. SCHRÖDER, „Die Donetzkohlen, ihr Bestand und Eigenschaften", Petersburg 1909, 115 S. — B. MEFFERT, „Über Verwitterung der Kohle", Verhandl. d. geol. Komitets, Lief. 60, Petersburg 1914. — Derselbe, „Fossile Kohlen des Donetzbeckens", Lief. 1, Die Kohlen des Zentralareals, Charkow 1915. — „Donetzanthrazit und seine technische Verwertung", herausgegeben unter Leitung von M. TER. DAVYDOW, Charkow 1915 (353 S.).

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Kohlen des Almasgrubenfeldes zu (Almas = Diamant). Aus der großen Zahl der Kohlenanalysen des Donetzbeckens seien nur einige angeführt:

1. Fettkohle, Grube Werowka, nördliches Flöz Nr. 4, ungewaschen.

	1. Elementaranalsyse	2. Auf organische Substanz umgerechnet
Hygrosk. Wasser . .	0,85%	—
C	81,55 „	91,17%
H	4,04 „	4,52 „
Asche	9,89 „	—
flüchtiger Schwefel .	1,08 „	—
O + N	3,44 „	4,31 „
Organische Substanz	89,44 „	—

Technische Analyse

flüchtige Bestandteile . . .	14,1 %
Koks nach Abzug der Asche	76,28 „
Asche	9,60 „
Schwefel (gesamt)	1,24 „
Schwefel (flüchtig)	1,08 „
Verbrennungswärme . . .	7897 Cal.

2. Fettkohle, Grube Sophiewka, gewaschen.

	1. Elementaranalyse	2. Auf organische Substanz umgerechnet
Hygrosk. Wasser . .	0,82%	—
C	85,33 „	90,19%
H	4,30 „	4,54 „
Asche	4,43 „	—
flüchtiger Schwefel .	1,53 „	—
O + N	4,41 „	5,27 „
Organische Substanz	94,61 „	—

Technische Analyse:

flüchtige Bestandteile . . .	18,45%
Koks nach Abzug der Asche	77,39 „
Asche	4,16 „
Schwefel (gesamt)	1,82 „
Schwefel (flüchtig)	1,53 „
Verbrennungswärme . . .	8467 Cal.

Unsere Fett- und Magerkohlen (Anthrazite) enthalten überhaupt ziemlich viel Schwefel, was aus nachstehenden Werten zu ersehen ist. Die Kohlen von den Gruben des Gebietes Gorlowka haben nachstehenden Schwefelgehalt:

4,87%	1,40%	1,20%
3,33 „	2,14 „	1,27 „
2,24 „	1,80 „	4,85 „
1,15 „	2,87 „	4,94 „
0,85 „	1,76 „	2,06 „
4,05 „	1,72 „	4,29 „ usw.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Im Anthrazit aus dem Samtchalow-Sulin-Gebiet findet sich 2,83—3,27% Schwefel, in den Anthraziten des Gruschewsko-Wlassowskigebiet (0,33) 2,13—4,74% Schwefel. Gewöhnlich wird eine Zunahme des Aschengehaltes von einer Vermehrung des Schwefelgehaltes begleitet, der meist an Pyrit (oder Melnikowit?) gebunden ist. Dementsprechend enthalten die Abarten der Kohle im Zentralfelde (Gorlowka) mit einem Aschengehalt von weniger als 5% im Durchschnitt 1,95% Schwefel, die Kohlen mit Aschengehalt von 5—10% im Durchschnitt 3,15% Schwefel und solche mit 10—15% Asche im Mittel 3,45% Schwefel. Folgende Analysen charakterisieren die Zusammensetzung der Anthrazite aus ihren wichtigsten Verrbreitungsgebieten des Donetzbeckens.

Revier	Asche	Schwefel	In organischer Substanz				Heizwert
			Flüchtige Bestandteile	C	H	O+N	
	%	%	%	%	%	%	
Tschistiakowski .	5,18	1,35	5,28	95,66	2,06	2,25	8287 Cal
Bokowo-Chrustalski	3,79	1,52	4,37	95,41	1,94	2,65	8287 „
Dolschanski . . .	5,59	2,36	4,16	96,75	1,47	1,78	8149 „
Samtschalowo-Sulinski	8,46	2,69	4,52	96,56	1,63	1,81	8151 „
Gruschewski . . .	5,95	2,61	4,50	96,60	1,59	1,81	8136 „

Fettkohlen aus dem Bezirk Gorlowka haben im Durchschnitt folgende Heizwerte:

Gaskohlen, 2. Gruppe GRUNERS, 8285 Cal.
Schmiedekohlen, 3. Gruppe GRUNERS, 8331 Cal.
Kokskohlen, 4. Gruppe GRUNERS, 8535 Cal.

Grubengas entwickelt sich in erster Linie in Fettkohlen, ist aber auch den Anthrazitgruben nicht ganz fremd. Es gibt im Donetzbecken Gruben, wo die Gasentwicklung 76,2 cbm auf eine Tonne der täglichen Kohlengewinnung beträgt. Gruben mit 20—30 cbm Gasentwicklung auf eine Tonne Förderung sind aber schon häufig zu finden. Die Gesamtgasentwicklung in großen Gruben, wie z. B. der Jasinowatzki-Grube, beträgt 22000 cbm.

Vom genetischen Standpunkte ist die Natur des Liegenden und Hangenden der Kohlenflöze sowie der manchmal vorhandenen Einlagerungen in der Kohle von Interesse.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Das Hangende bilden verschiedene Schiefer, Sandsteine und seltener Kalk. Manchmal sind hier auch aufrechte Baumstämme gefunden worden. Als Unterlage des Kohlenflözes trifft man fast immer ein Gestein mit vielen Stigmariaresten, sogenannter „Kutscheriawtschik" der Bergleute („kutscheriawi" bedeutet kraus; kraushaarig). Nur selten fehlen die Stigmarien gänzlich. Die Unterlage besteht meist aus Sandstein, weiter aus Schiefer, Ton oder noch seltener aus Kalk. Wechsellagerung von Kohlensubstanz in den Flözen mit Schiefer oder Sandstein ist sehr verbreitet. Auch konkretionäre Bildungen (Knollen) mit Pflanzenresten sind in den Flözen gefunden worden. Solche Coal balls hat Zalesski entdeckt. Ihre Gestalt, Größe, sowie auch ihre chemische Zusammensetzung ist verschieden, kalkhaltige Knollen liegen in einigen Fällen nicht unmittelbar in der Kohle, sondern in kohligem Gestein, das die Bergleute „Prissucha" nennen. (Abgeleitet von dem Worte „Prissychat" d. h. antrocknen.) Dieses Gestein hat B. Karpow analysiert und darin 39,90 % Kohlensubstanz gefunden. Die mineralische Substanz war sehr kieselsäurereich SiO_2 93 %, $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ 2,63% und CaO 1,53%.

Analysen von Knollen von verschiedenen Fundorten ergaben:

$CaCO_3$	80,50 %	56,18 %	72,96 %
$MgCO_3$	5,31 „	5,48 „	9,80 „
$FeCO_3$	—	—	—
FeS_2	10,38 „	37,58 „	14,75 „
FeO_3	0,18 „	—	—
P_2O_5	0,16 „	—	—
$SiO + Al_2O_3$ . . .	0,20 „	0,07 „	0,98 „
H_2O und kohlige Substanz	2,67 „	—	—
	100,00 %	99,31 %	98,49 %

Knollen mit hohem Kieselsäuregehalt sind in einem Flöz der Gorlowski-Grube in großer Menge gefunden worden. Sie bestehen aus Siderit-Sphärolithen, die mit kieselsäurehaltigem Zement verkittet sind. Eine Analyse von A. Nikolaiew ergab folgendes:

SiO_2	36,45 %
$Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO$ . . .	42,25 „
CaO	0,89 „
MgO	1,80 „
SO_3	0,34 „
Glühverlust	17,97 „
	99,70 %

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Durch Salzsäure wurden gelöst:

Fe_2O_3	27,67 %
CaO	0,85 „
MgO	1,48 „
CO_2 wurde besonders bestimmt zu	9,55 „

Daraus berechnet sich die heutige Zusammensetzung ohne Quarz, Ton und kohligen Bestand:

$FeCO_3$ 11,40%, Fe_2O_3 22,4%, Gips 0,6%, $CaCO_3$ 1,2% und $MgCO_3$ 3,8%.

Die Knollen aus dem Hangenden des Flözes Tolsti von Schacht I der Grube Gorlowka erwiesen sich sehr reich an Siderit:

$FeCO_3$	73,55 %
$CaCO_3$	3,39 „
$MgCO_3$	3,00 „
$MnCO_3$	1,04 „
FeS_2	— „
Al_2O_3	17,21 „
H_2O und organische Substanz	1,81 „
	100,00 %

Diese verschiedenen Knollen und „Prissucha" sind meiner Meinung nach Sapropelitbildungen.

Die Kohlenproduktion des Donetzbeckens in den verschiedenen Jahren ergibt sich aus der nachstehenden Zusammenstellung, abgerundet in Millionen Tonnen.

1860	0,1	1915	26,6
1870	0,3	1916	28,7 (maximum)
1880	1,4	1917	24,7
1890	3,0	nach der Revolution	
1900	11,0	1918	8,9
1910	16,7	1919	5,5
1911	19,9	1920	4,6
1813	25,7	1921	5,8
1914	28,1		

Am meisten werden die Kokskohlen abgebaut, wie sich aus der nachfolgenden Übersicht für 1915 ergibt:

	Nach Gruner	Flüchtige Bestandteile	% der Gesamtförderung
I.	Flammkohle	37,6 — 50,1 %	17,6 %
II	Gaskohle	27,7 — 37,4 „	6,2 „
III.	Schmiedekohle	26,4 — 30,6 „	8,8 „
IV.	Kokskohle	12,4 — 23,5 „	46,7 „
V.	Magerkohle	10,2 — 20,3 „	3,0 „
	Anthrazit	4,2 — 11,2 „	18,5 „

Die geologische Verbreitung der Fettkohlen und der Anthrazite, einschließlich der sogenannten Halbanthrazite,

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

hat zum ersten Male auf einer Karte in großen Zügen L. LUTUGIN dargestellt[28]). Die Fettkohlen sind im westlichsten Teile sowie am nördlichsten Rande des Beckens verbreitet. Ihre Vorräte sind kleiner als die der Anthrazite, die entschieden vorherrschen (siehe unten). Die systematische Untersuchung der Kohlen aus allen abbauwürdigen Flözen des ganzen Beckens wird schon seit einigen Jahren nach dem umfangreichen Programm des Geologischen Komitets ausgeführt[29]). Die ersten Ergebnisse dieser Untersuchungen hat schon B. MEFFERT veröffentlicht[30]). Unabhängig von diesen Untersuchungen, die für Geologen und für Bergleute gleich wichtig sind, sind ähnliche Untersuchungen von den Dozenten des Donischen Polytechnikums in Nowotscherkassk W. AUERBACH, S. WOLOGDIN, P. GREBNEW und S. BYKOW durchgeführt worden. Das Ergebnis liegt zur Drucklegung fertig vor und wird hoffentlich bald veröffentlicht werden. Die ältesten Steinkohlenflöze liegen in C_1, die jüngsten in den unteren Horizonten des Permokarbons. Im ganzen enthält das produktive Paläozoicum an 200 einzelne Flöze, wobei auf das Mittelkarbon C_2 etwa 100 bis 115 Flöze, auf das Oberkarbon C_3 50—70 und der Rest auf C_1 und das Permokarbon PC entfallen. Viele Flöze lassen sich durch das ganze Becken verfolgen. Andere dagegen keilen sich ganz aus, verdoppeln sich usw. Im Streichen ändert sich die Mächtigkeit desselben Flözes oft, und nicht selten lohnt sich die Gewinnung eines Flözes, das an einem Orte abbauwürdig ist, an einem anderen nicht mehr.

Die Mächtigkeit der Kohlenflöze schwankt von 0,01 m bis (schon selten) 1,5 m. Als abbauwürdig gelten Flöze, die nicht dünner als 0,53 m (= 12 Werschok) sind. Hierzu müssen 30—40 Flöze gerechnet werden. Sie sind haupt-

---

[28]) L. LUTUGIN, „Das Donetzkohlenbecken als eine Quelle des Brennmaterials", Charkow 1900. Vortrag auf der 24. Versammlung der Bergleute des südlichen Rußlands. Neudruck bei E. ELKIN, „Handbuch für das Donetzbecken", Charkow. Die Verteilung der Kohlen nach allen fünf Gruppen ist auf der großen Karte von M. PONOMOREW, Charkow 1919. (1 Zoll = 6 Werst) aufgetragen.

[29]) Bull. du Comité géol., Petersburg, Bd. XXXII, Protokoll Nr. 8.

[30]) Vgl. das oben erwähnte Buch von MEFFERT über die Kohlen des zentralen Areals. Mit diesen Untersuchungen steht seine inhaltsreiche Untersuchung über Verwitterung der Kohlen einer Grube des Donetzbeckens im Zusammenhang, auf die ich hier nicht näher eingehen kann.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

sächlich in den Horizonten C_2^8, C_2^5, C_2^6, und C_3^1 eingelagert. Die Gesamtmächtigkeit dieses produktiven Abschnittes des Beckens erreicht 2400—2600 m.

Die Kohleführung einzelner wichtiger Horizonte ergibt sich aus folgenden Werten:

Horizonte:	Gesamtmächtigkeit der Durchschnittsmächtigkeit der einzelnen Flöze	Größte örtliche Mächtigkeit
$C_3^1 + C_3^2$ . .	3,854 m	7,467 m
C_2^6	3,952 „	6,575 „
C_2^5	3,137 „	6,401 „
C_2^4	1,208 „	1,864 „
C_2^3	3,425 „	5,878 „
	15,576 m	28,185 m

Für die große Zahl der Horizonte nimmt die Mächtigkeit der Flöze von West nach Ost ab. Besonders ist das deutlich bei dem reichen Horizont C_2^6. Durch eingehende geologische Untersuchungen ist festgestellt worden, daß dasselbe Flöz im Streichen seine Eigenschaften ändern kann. So sind Flöze bekannt, die an einem Orte aus mageren Flammkohlen bestehen, die dann weiter allmählich in typische Kokskohle übergeht, die ihrerseits wieder in Anthrazit übergehen kann.

Eine Schätzung der Kohlenvorräte ohne Berücksichtigung der Ausbeute ergab ungefähr:

Fettkohlen (1. bis 4. Gruppe Gruners)	18 292 Millionen t
Anthrazit und Halbanthrazit (5. Gruppe)	37 643 Millionen t
	55 940 Millionen t

Geschätzt wurden hierbei die abbauwürdigen Flöze bis zu einer Tiefe von 1800 m = 6000 Fuß unter der Tagesoberfläche. Die in Betracht kommende Oberfläche beträgt 10 546 Quadratwerst, davon entfallen auf backfähige Kohlen 3452 Quadratwerst = 32,7%.

6. Zur Frage der faziellen Verhältnisse der einzelnen Karbonhorizonte und der mittleren chemischen Zusammensetzung der Karbonablagerungen im Donetzbecken.

Die ausgegebenen Blätter der Spezialkarte des Beckens (Maßstab 1:126 000, 1 Zoll = 1 Werst), besonders die Blätter VII/24, VII/23, VII/25, die der Breite nach angeordnet sind, d. h. nach dem Streichen und der Länge des Meerbusens, in dem die Sedimentation vor sich ging, geben wertvolle Unterlagen zur Klärung der gestellten Fragen.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Ich werde diese Fragen zu entscheiden versuchen, indem ich für das Kartenblatt VII/24 die Zahlen des kombinierten Querschnittes (1:8400, 1 Zoll = 100 Saschen) nach meiner Messung berechnet zugrunde lege. Der erläuterte Text zu dieser Karte ist bis jetzt leider noch nicht erschienen. Dabei habe ich Kalke und Steinkohlen unberücksichtigt gelassen, da ihre Messung nach dem Schnitt aussichtslos erschien. Für das Kartenblatt VII/24 habe ich folgende Werte ermittelt:

Horizont C_2^6

Gesamtmächtigkeit 180 Faden (Sachsen)[31]) = 384,050 m

Davon entfällt auf

Sandsteine	Schiefer	dunkle Tonschiefer
92 Faden = 196,29 m	82 Faden = 174,96 m	6 Faden = 12,80 m
51,11 %	45,56 %	3,33 %

Horizont C_2^5

Gesamtmächtigkeit 382 Faden = 815,04 m

Sandsteine	Schiefer	dunkle Tonschiefer
122 Faden = 260,30 m	214 Faden = 456,59 m	46 Faden = 98,15 m
31,94 %	56,02 %	12,04 %

Horizont C_2^4

Gesamtmächtigkeit 250 Faden = 533,40 m

64 Faden = 136,55 m	116 Faden = 247,50 m	70 Faden = 149,35 m
25,60 %	46,40 %	28,00 %

Horizont C_2^3

Gesamtmächtigkeit 508 Faden = 1083,87 m

134 Faden = 285,90 m	298 Faden = 635,81 m	76 Faden = 162,15 m
26,38 %	58,66 %	14,96 %

Horizont C_2^2

Gesamtmächtigkeit 478 Faden = 1019,86 m

130 Faden = 277,37 m	238 Faden = 507,80 m	110 Faden = 234,70 m
27,20 %	49,79 %	23,01 %

Horizont C_2^1

Gesamtmächtigkeit 296 Faden = 631,55 m

29 Faden = 61,87 m	167 Faden = 356,31 m	100 Faden = 213,36 m
9,80 %	56,42 %	33,78 %

Horizont C_1^5

Gesamtmächtigkeit 1134 Faden = 2419,50 m

52 Faden = 110,95 m	1004 Faden = 2142,13 m	78 Faden = 166,42 m
4,58 %	88,54 %	6,88 %

Die Gesamtmächtigkeit der Durchschnitte für Mittel- und Unterkarbon des Blattes VII/24[32]).

Sandsteine	Schiefer	dunkle Tonschiefer
623 Faden = 1329,23 m	2119 Faden = 4511,10 m	486 Faden = 1036,93 m
19,30 %	65,64 %	15,06 %

Gesamtmächtigkeit 3228 Faden = 6877,26 m

[31]) 1 Saschen oder Faden = 2,1336 m.

[32]) Jedes Kartenblatt hat eine Fläche von 3 0 Quadratwerst.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Wie wir sehen werden, nähern sich die Verhältniszahlen auffallend denen, die P. Stepanow für das Mittelkarbon des benachbarten Blattes VII/25[33]) gegeben hat. Hier sind dieselben Horizonte vorhanden mit Ausnahme von C_2^6. Die Gesamtmächtigkeit der Schichtenfolge des Mittelkarbons beträgt für VII/25 1855 Faden = 3957,83 m, für Blatt VII/24 1914 Faden = 4084,71 m. Daraus schließe ich, daß auch die bei meinen Messungen unberücksichtigten Kohlen und Kalksteine, die natürlich vorhanden sind, für das Blatt VII/24 aus den Angaben für VII/25 eingerechnet sein können, wenn auf folgende Weise gearbeitet wird.

P. Stepanow schätzt die Gesamtmächtigkeit der Kalke auf 10 Faden = 21,34 m (das gilt für 25 Kalkschichten auf dem Blatte VII/25) und auf 11 Faden = 23,47 m für 52 Kohlenflöze[34]).

Daraus berechnet sich die mittlere Mächtigkeit wie folgt:

Kalkstein . .	1,35	Arschin	= 0,96 m
Kohle . . .	0,64	„	= 0,46 m

Auf dem Profil des Blattes VII/24 hat Rodygin 50 Kalkschichten und 89 Kohlenflöze eingetragen, danach muß ihre Gesamtmächtigkeit betragen:

50	× 1,35	Arschin	= 67,50	Arschin	= 23	Faden	= 49,07 m
89	× 0,64	„	= 56,96	„	= 19	„	= 40,54 m

Demnach haben wir für beide Blätter zusammen:

VII — 24			VII — 25		
Gesamtmächtigkeit		%	Gesamtmächtigkeit		%
Sandsteine					
623 Faden =	1329,23 m	19,05 %	328 Faden =	699,82 m	17,68 %
Schiefer					
2119 Faden =	4511,10 m	64,80 „	1126 Faden =	2615,79 m	66,12 „
dunkle Tonschiefer					
486 Faden =	1036,93 m	14,87 „	280 Faden =	597,41 m	15,09 „
Kalke					
23 Faden =	49,07 m	0,70 „	10 Faden =	21,34 m	0,53 „
Kohle					
19 Faden =	40,54 m	0,58 „	11 Faden =	23,47 m	0,58 „
3270 Faden =	6967,00 m	100,00 %	1855 Faden =	3958,00 m	100,00 %

[33]) Das ist der östliche Teil der Bokow-Mulde bei den Stationen Stschetow Post und Kartuschino. Das Blatt liegt östlich von VII/24.

[34]) Hier sind alle Kohlenflöze berücksichtigt, nicht nur die abbauwürdigen, wie früher bei den Kohlenvorratberechnungen für das ganze Becken.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Wenn wir aber für Blatt VII/24 den Horizont C_2^4 unberüchsichtigt lassen, da er auf Blatt VII/25 fehlt, so bekommen wir etwas andere Zahlen für die Hauptgruppen der Sedimentgesteine:

	Gesamtmächtigkeit		%
Sandsteine	479 Faden	= 1021,99 m	25,03 %
Schiefer	1033 Faden	= 2204,01 m	53,97 „
dunkle Tonschiefer . . .	402 Faden	= 857,71 m	21,00 „
	1914 Faden	4085,00 m	100,00 %

Wollen wir die petrographischen Verhältnisse der beiden produktiven Horizonte C_2^5 und C_2^3 einerseits und die der wenig produktiven Horizonte C_2^4 und C_2^2 andererseits gegenüberstellen, so sehen wir in beiden Fällen eine auffällige Ähnlichkeit im Gehalt an den Vertretern der drei Hauptsedimente Sandstein, Schiefer und dunkler Tonschiefer. Für das ganze Donetzbecken ist bekannt, daß der Horizont C_2^4 bergmännisch eine sehr kleine Rolle spielt und nahezu als unproduktiv angesehen werden kann. Er liegt aber zwischen den beiden produktiven Horizonten C_2^3 und C_2^5. Für diese beiden ebenso wie für C_2^2 und C_2^4 haben wir eine Wiederholung (Rhythmus) der Sedimentationsbedingungen sowie der Anhäufung der kohligen Substanz. In dem ersten Horizont ist die Kohlensubstanz hauptsächlich autochthon und darum konzentriert (abbauwürdig). In den beiden anderen verteilte sie sich bei der Sedimentation in dem tieferen Meeresbecken als Pigment der Tonschiefer (allochthone Bildung?). Die beiden ersten Horizonte sind verhältnismäßig reicher an Sandstein, das gilt noch mehr für C_2^6, das am reichsten an abbauwürdigen Kohlen ist. Hier machen die Sandsteine 51,11%, die dunklen Tonschiefer nur 3,33% aus.

Es wurde schon einmal darauf hingewiesen, daß unser Unterkarbon den Charakter von Ablagerungen in einem tieferen Becken aufweist. Dies gilt auch für das Blatt VII/24, wo der Horizont C_1^5 4,58% Sandstein, 88,54% Schiefer und 6,88% schwarzen Tonschiefer enthält. Die Sandsteine der unteren Horizonte sind im allgemeinen feinkörniger und lassen allmähliche Übergänge zu Schiefer (Sandschiefer) beobachten. Diese Übergänge sind manchmal so fein, daß diese Bildungen bei Felduntersuchungen, wie ich aus eigener Erfahrung weiß, nur sehr schwer zu unterscheiden sind, soweit das überhaupt möglich ist. Daraus können unüberwindliche Hindernisse und Mißverständnisse entstehen. Augenscheinlich durch ähnliche Schwierigkeiten gezwungen, hat Herr A. Sniatkow bei der Beschreibung

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

des Blattes VII/23[35]) (westlich von VII/24) nur Sandsteine und Schiefer ausgeschieden. Wir können darum die oben dargelegte Meinung über das entgegengesetzte Verhältnis zwischen Kohlenflözreichtum und der Menge der dunklen Tonschiefer in C_2^2 und C_2^4 nicht nachprüfen. Für dieses Blatt habe ich folgende Werte berechnen können:

Sandsteine	C_2^4			C_2^2	
59,5 Faden	= 127,95 m	29,72 %	77 Faden	= 164,29 m	29,00 %
Schiefer					
139,3 Faden	= 293,21 m	69,56 „	186,5 Faden	= 397,92 m	70,44 „
Kalke					
0,95 Faden	= 2,03 m	0,47 „	1,0 Faden	= 2,13 m	2,37 „
Kohle					
0.50 Faden	= 1,07 m	0,25 „	0,50 Faden	= 1.07 m	0,19 „
200,25 Faden	= 430,26 m	100,00 %	265,00 Faden	= 565,41 m	100,00 %

Der relative Gehalt aller dieser Gesteine ist also dem ähnlich, der für die östlichen Blätter VII/24 und VII/25 festgestellt ist. Der Prozentgehalt für C_2^4 und C_2^2 ist auch untereinander gleich. Was die Horizonte C_2^5 und C_2^3 anbelangt, so ist hier der Unterschied größer.

Sandsteine	C_2^5			C_2^3		Schwankung nach 2 Durchschnitten[36])
	m	%		m	%	%
125 Fad.	= 266,70	43,86	138 Fad.	= 294,44	34,28	40,00—30,13
Schiefer						
154 Fad.	= 328,57	54,04	259 Fad.	= 552,60	64,49	58,65—68,75
Kalke						
2,70 Fad.	= 5,75	0,95	1,65 Fad.	= 3,58	0,41	0,40 — 0,42
Kohle						
3,30 Fad.	= 7,03	1,15	3,3 Fad.	= 7,03	0,82	0,95— 0,70
285,00 Fad.	= 608,05	100,00	401,95 Fad.	= 857,65	100,00	

Auf dem Blatte VII/23 nehmen gegenüber den östlicheren Blättern VII/24 und VII/25 die Sandsteine relativ im Vergleich zu den Schiefern zu. Das gilt nicht nur für die angegebenen Horizonte C_2^5, C_2^4, C_2^4 und C_2^2, sondern auch für C_2^1 und C_1^5. Dementsprechend haben wir:

Sandsteine	C_2^1			C_1^5	
70 Faden	= 149,35 m	29,0 %	70,2 Faden	= 149,78 m	26,0 %
Schiefer					
168,5 Faden	= 359,61 m	70,4 „	195,8 Faden	= 427,76 m	72,5 „
Kalke					
1,5 Faden	= 3,20 m	0,6 „	4,0 Faden	= 8,50 m	1,5 „
240,0 Faden	= 512,06 m	100,00 %	270,0 Faden	= 586,07 m	100,00 %

[35]) Hierzu gehört der östliche Teil der Tschistiakowski-Mulde.

[36]) Einer davon ist 420 Faden = rund 900 m, der andere 385 Faden = rund 720 m lang.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Horizont C_2^6 ist dem C_1^5 petrographisch ähnlich. Er enthält nämlich:

Sandstein . . .	75	Faden =	160,02 m	41,7 %
Schiefer	110,4	„ =	235,55 m	55,8 „
Kalk	2,0	„ =	4,27 m	1,1 „
Kohle	2,6	„ =	5,55 m	1,4 „
	180,0	Faden =	405,39 m	100,00 %

Aus obigem folgt, daß der karbonische Meerbusen nach Osten, nach dem offenen Meere zu, allmählich tiefer geworden ist. Zu diesem Schluß haben uns die Beobachtungen auf drei Kartenblättern geführt, die aus dem Verbreitungsgebiet des Karbons einen quer zur Hauptrichtung liegenden Streifen von $3 \times 18{,}5 = 55{,}5$ km herausschneiden. Sie umfassen Teile von zwei annähernden in dieser Richtung streichenden Mulden, der Bokowo-Chrustalskaïa und der Tschistiakowskaïa, der Hauptantiklinale und Synklinale des Beckens bis zum Meridian 9° von Pulkowo. Näheres kann die spezielle petrographische Untersuchung der Flügel dieser Mulde und der Hauptantiklinale ergeben, das Material scheint mir vorläufig aber noch nicht ausreichend genug zu sein. Systematische paläontologische und paläophytologische Untersuchungen müssen damit Hand in Hand gehen, um die Verhältnisse noch weiter zu klären. Leider sind solche Einzelheiten in diesem Gebiet bis jetzt noch nicht genügend erforscht und die Horizonte scheinen überhaupt faunistisch nur wenig voneinander verschieden. So zeigt z. B. die Fauna der Kalke für das ganze Gebiet folgendes Bild:

	C_2^2	C_2^3	C_2^4	C_2^5
Productus semireticulatus Mart.	+	+	+	+
Productus corrugatus M'Coy	+	+	+	+
Productus scabriculus Mart.	+	+	—	+
Productus Keyserlingi de Kon.	—	—	—	+
Productus cfr. *Cora* d'Orb.	—	—	—	+
Productus Flemmingi Sow.	—	—	—	+
Spirifer mosquensis Fisch.	+	+	+	+
Spirifer Kleinii Fisch.	+	+	+	+
Spirifer Strangwaysi Vern.	—	—	+	+
Spiriferina cristata Schloth.	—	—	—	+
Reticularia lineata Mart.	+	+	+	+
Orthothetes crenistria Phill.	+	—	—	+
Orthothetes arachnoidia Phill.	+	—	—	—
Schizophoria resupinata Mart.	+	—	—	+

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Chonetes carbonifera Keys.	+	+	—	+
Menzelia cf. *semiplana* Waag.	—	+	—	—
Athyris ambigua Sow.	—	—	—	+
Bradyina nautiliformis Moell.	—	—	—	+
Euphemus carbonarius Cox.	—	—	—	+

Diese Liste ist nicht erschöpfend. Leider lassen die paläontologischen Untersuchungen im Vergleich mit der geologisch-kartographischen Forschung im Donetzbecken noch viel zu wünschen übrig; rein praktische Fragen standen früher und stehen auch besonders jetzt wieder so im Vordergrunde, daß andere Arbeiten zurückgedrängt sind. Dank der Arbeiten von N. Lebedew und K. Lissizyn sind aber für das Unterkarbon neuerdings wichtige Schritte in dieser Hinsicht gemacht worden[37]). Auf dieses Gebiet näher einzugehen liegt aber nicht in dem Rahmen dieser Arbeit.

Zum Schluß wollen wir uns der wichtigen Frage der mittleren chemischen Zusammensetzung der großen Schichtenkomplexe der Karbonablagerungen zuwenden. Ich habe die chemische Zusammensetzung der Hauptgesteinsgruppen oben angeführt, sowie das Verhältnis, in dem diese Gesteine die einzelnen Horizonte zusammensetzen. Diese Daten geben uns die Möglichkeit, etwa folgende Zusammensetzung des Querschnittes der Karbonschichten für die Blätter VII/24 und VII/25 zu berechnen.

SiO_2	68,78 %
Al_2O_3	19,48 „
Fe_2O und FeO . . (als Fe_2O_3 bestimmt)	2,68 „
CaO	1,13 „
MgO	0,96 „
Alkalien (nach der Differenz) . . .	1,60 „
H_2O	4,45 „
CO_2	0,34 „
C (frei)	0,58 „
	100,00 %

Diese Werte stehen denen des verwitterten Granits oder Gneises am nächsten. Ein solcher Schluß wird durch die Ergebnisse der petrographischen Untersuchungen bestätigt (z. B. arkoseähnlicher Charakter der Sandsteine, typische primäre Einschlüsse im klastischen Quarz), sowie

[37]) Oben wurde auch die soeben erschienene wichtige Abhandlung für das mittlere und obere Karbon des Donetzbeckens von N. Lebedew erwähnt.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

durch die geographischen, petrographischen und stratigraphischen Verhältnisse der südrussischen kristallinischen Tafel, die sicher die Unterlage des Donetzbeckens darstellt. Im Süden war die Asowsche kristallinische Tafel vielleicht der Strand des Karbonmeeres. Die Devonablagerungen knüpfen sich petrographisch noch enger an diese kristallinischen Gesteine an, was auch ganz verständlich ist.

Nowotscherkassk, im November 1922.

[Manuskript eingegangen am 7. November 1922.]

Nachtrag.

I.

Unter den Sandsteinschichten des Kartenblattes VII/24 (nördlicher Teil des Donetzbeckens) erwies sich als besonders interessant ein Gestein, das unweit des Dorfes Elisawetowka, Wodianaia Balka (Wasserschlucht) gefunden wurde. Dieser Sandstein bildet hier eine über 19 m mächtige Schicht, im Horizont C_2^5 und liegt etwas höher als der Kalkstein K_1. Er wird von mächtigen Tonschiefern über- und unterlagert. Das Gestein ist mittelkörnig, spröde, zerreiblich, von grünlich-grauer Farbe, punktiert durch viele ockerbraune Ausscheidungen, die in zerriebenem Zustande tabakähnlich erscheinen. Der Sandstein läßt sich daher bei der Kartenaufnahme als Leitschicht benutzen. Er wird als tabakartiger Sandstein, russisch Tabatschkowy, bezeichnet. Er enthält nicht selten Abdrücke von Stämmen der Karbonpflanzen. U. d. M. sieht man, daß klastische Quarzkörner die Hauptmasse ausmachen. Danach folgen die Bestandteile eines Andesito-Dacits[1]), (die Grundmasse aus Feldspat-Mikrolithen und Pseudomorphosen von Brauneisenstein nach porphyrischen Amphibolkristallen enthält auch korodierte oder idiomorphe Quarzeinsprenglinge), serizitisch kohlige Schiefer, Tonschiefer, Quarzit, feinkörniger Sandstein und in kleineren Mengen serizitisierte und kaolinisierte Feldspatkörner, frische Muskowitblättchen und chloritisierte Biotitblättchen, Zirkon, Sphen (?) und einiges andere.

[1]) Vgl. Peter Sustschinsky: Über einen Graniteinschluß beim Dorfe Karakaba, Kreis Mariopol, Gouv. Ekaterinoslaw. Bull. de l'Inst. Polytechnique du Don, Nowotscherkassk 1914, Bd. III, Lief. I. Der Andesit (eigentlich Andesito-Dacit) ist dort eingehend beschrieben.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Mächtigkeit m	Lager	Ausbildung	Mächtigkeit m
	Hauptlager des *Lytoceras torulosum* und *Lioceras opalinum*	*rochus duplicatus* MÜNST. (z h, a s, vorzüglich *ta* GOLDF. (s), *Alaria subpunctata* MÜNST. (z h, Sc *loceras torulosum* SCHÜBL. (z s, typisch), *L. ylloceras* cfr. *heterophyllum* SOW., *Grammoceras* a), *G.* cfr. *aalense* v. ZIET., *G.* cfr. *costulatum subcomptum* BRCO. (z s), *Harpoceras* sp. nov. ?, *licatello* (BUCKM.) BEN., *? G.* sp. ind., *Lioceras npta* REIN. (z s); *Belemnites subclavatus* ENST. (z h), *B. breviformis* VOLTZ (z s), *B. brevi-* cfr. *opalinus* QUENST.	0,65
0,90	Hauptlager des *Grammoceras lotharingicum* var.	**3.** körner und *Cypris* nicht beobachtet; Schalen-*ristellaria* a. d. Gr. *rotulata-cultrata, Serpula* sp. und Belemniten), *Nucula* sp., *Dentalium* aff. *lum* TATE; *Discohelix* cfr. *minuta* v. ZIET., *Actaeo-* brut, Malakostrakenreste, *Otholithus* div. form.	
		aulichgrau, fett, auffallend muschlig brechend, rmer als die jüngeren Schichten. Ohne Phos- ziemlich reich an Pyrit. Mit bezeichnenden, Knollen von Pyrit, oft größtenteils zusammen- erhaltenen, stark glänzenden Kieskernen von R. (a S); *Posidonia Suessi* OPPEL hier nur nester- *c. torulosum* und *Lioc. opalinum.* Außer- *nbulum* GOLDF. (s); *Cidaris striospina* QUENST. *aloidi* GOLDF. (z h), *Entolium* sp. (z h), *Amussium eda Galathea* D'ORB. mut. ? (z h), *Astarte Voltzi ragona* MÜNST.; *Discohelix minuta* v. ZIET. (z s). (z s, normale Größe); *Grammoceras aalense nptum* BRCO. (z h), *G. fluitans* DUM. (s), *G.* cfr. *G.* aff. *plicatello* (BUCKM.) BEN. (z s); *G. mactra* . cfr. *heterophyllum* SOW. (s), *Lytoceras* cfr. ? *nites acuarius macer* QUENST. (s).	0,50
		körnchen (z s bis 1 mm), Schalentrümmer von le Kalkkügelchen; *Dentalina* sp., *Cristellaria* Sch *Serpula* sp. nov. ?, *Nucula* sp.; *Discohelix* cfr. (sp. ?, *Natica* sp., *Alaria* sp. Nr. 1, *? A.* sp.; Nr. 1, Malakostrakenreste, *Otolithus* div. form.	
0,80	Hauptlager des *Grammoceras aalense*	utlich typischer oberster Lias (im Sinne von azies; im nahen Profil von Großenbuch, vertreten durch gelblichbraune, kleine Phos- Mergel, reich an phosphoritischen und an ernen von Ammoniten. Hauptlager der **2.** *Grammoceras) Moorei* (LYC.), *D.* aff. *Brancoi costula* (REIN.) QUENST. sp., *D.* sp. cfr. *Bleicheri D.* sp. ? aff. *explanatae* S. BUCKM., *D.* div. alt. ZIET., *G.* cfr. *mactra* DUM., *G.* div. alt. sp. ind., (SCHLÖNB.) DENKM.; *Lytoceras* cfr. *hircinum* MÜNST. sp., *Nucula Hammeri* (DEFR.) GOLDF. u. a. m.	0,11
		graue Mergelschiefer mit *Dumort.* cfr. *striatu- Grammoceras.*	

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google
Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Die Körner sind schwach gerundet, meist eckig. Der Chlorit zementiert auch als dünne Rinde von radialstrahliger Struktur die klastischen Bestandteile und bietet ein zierliches und verwickeltes Bild, ähnlich dem eines Palagonits. Sekundärer Quarz und Brauneisenstein sind später ausgeschieden und meist als Porenzement vorhanden. Es ist nicht ausgeschlossen, daß einige dieser Eisenhydroxydausscheidungen Pseudomorphosen nach Pyritkristallen sind; dies läßt sich jedoch nur an ganz frischen Stücken des Sandsteins aus der Tiefe entscheiden, die mir leider fehlen.

II.

β-Palykorskit aus der Trudowsky-Kohlengrube, Gouv. Ekaterinoslaw. Dieses Mineral tritt hier gesteinbildend auf. Zum ersten Male ist es von diesem Fundorte durch Bergingenieur Eduard Kupffer im Jahre 1910 erwähnt und in der Monographie von A. Fersmann kurz beschrieben[2]). Unter ihm liegt ein Kohlenflöz, 0,3—1 m mächtig. In seinem Hangenden tritt ein Kalkstein von 0,8 m Mächtigkeit auf. Die Palygorskitschicht ist im allgemeinen 5 mm mächtig. Eine Anschwellung bis 15 oder 20 cm ist dort zu beobachten, wo sich Tonschiefer an den Kalkstein anlegt. An der gleichen Stelle nimmt die Mächtigkeit des Flözes erheblich ab. Die Lagerungsverhältnisse im Schacht Nr. 5, östlicher Flügel des Semenowsky-Flözes über 1 km vom Schacht entfernt, sind nach Beobachtungen im Jahre 1924 hier neben abgebildet (Abb. 1). Die Beobachtungsstelle liegt 145 m unter der Erdoberfläche.

Von diesem Fundpunkte habe ich gutes Material erhalten. Das Mineral bildet große grauweiße Platten (Bergleder), die sich leicht weiter spalten lassen. Auf Absonderungsflächen sieht man oval geformte Stellen von 4 × 2,5 cm Ausdehnung, die etwas dunkler erscheinen und feinstes Pulver von frischen Pyritkriställchen führen. Ein Pyritgang durchsetzt den Kalkstein und die hangenden Tonschiefer. Er keilt sich bald aus. Andere Stücke des Palygorskits bestehen aus dickeren gebogenen Plättchen, die 2—3 cm stark werden. Beim Kochen im Wasser quillt der Palygorskit bis zu dem zweifachen seines ursprüng-

[2]) A. Fersmann: „Untersuchungen aus dem Gebiet der Magnesium-Silikate". Memoires de l'Acad. Imp. des Sciences de St. Petersbourg 1913, Bd. 32, Nr. 2, S. 130.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

lichen Volumens auf, einige Stücke gehen dabei in einen weißen Schleim über. Vor dem Lötrohr ist das Mineral schmelzbar (etwa 2,5—3). Es löst sich in H_2SO_4. Sein spezifisches Gewicht ist 2,361 bei 17° C, also 2,357 bei 4° C. U. d. M. besteht es aus längs oder fast längs auslöschenden Fasern, deren Hauptzone optisch positiv ist. Der

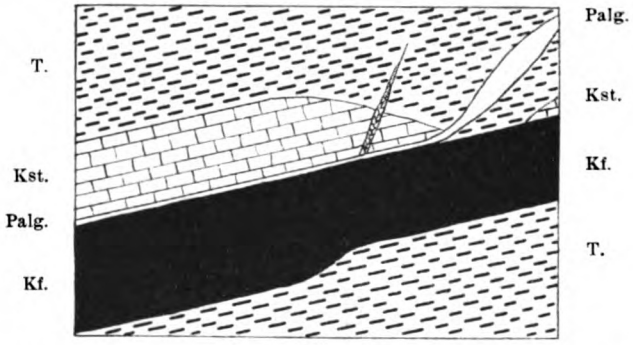


Abb. 1. Lagerung des Palygorskits (etwas schematisiert).
T. = Tonschiefer, Kf: = Kohlenflöz, Kst. = Kalkstein, Palg. = Palygorskit; Einfallswinkel des Flözes = 12,5°. Der Kalkstein ist hart, nahe an den Pyritgang aber weich und zersetzt.

mittlere Brechungsexponent ist hoch, die Doppelbrechung stark. Wie A. Fersmann betont, entspricht dieses Vorkommen des β-Palygorskits nach seiner Genesis den Vorkommen in dolomitisierten Karbonkalksteinen von verschiedenen Orten des Gouvernements Moskau (a. a. O. Seite 7 u. 8). Ob der Kalkstein auch bei uns dolomitisiert ist, läßt sich nicht entscheiden, da Proben davon nicht mitgenommen wurden.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

5. Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Reykjavík und Hafnarfjördur in Südwest-Island.

Erläuterung zu einer geologischen Karte 1:50 000 (Taf. I) mit 12 photographischen Abbildungen auf 6 Tafeln (Tafel II—VII) und 2 Profilen im Satz.

Von Herrn Konrad Keilhack in Berlin-Wilmersdorf.

Der Fortschritt in der Erkenntnis des geologischen Baues von Island drückt sich am besten in den von dieser Insel bisher erschienenen vier geologischen Übersichtskarten aus. Es sind das die folgenden: 1. C. W. Paijkull, 1869, Stockholm, in K. Svenska Vet. Akad. Handl., Bd. 7, Nr. 1, Maßstab 1:2 000 000. — 2. K. Keilhack, 1886, in der Zeitschrift d. Deutsch. Geol. Ges., 1:1 000 000. — 3. Th. Thoroddsen, 1901, herausgegeben vom Carlsbergfonds, 1:600 000. — 4. H. Pjeturss, 1908, in der Zeitschrift der Ges. f. Erdkunde in Berlin, 1:2 000 000.

Daß bisher kein Versuch einer Karte größeren Maßstabes unternommen wurde, lag am Mangel einer topographischen Unterlage; dem ist jetzt für einen großen Teil der Insel abgeholfen. Durch den dänischen Generalstab sind in diesem Jahrhundert der ganze Westen, das Küstengebiet des Südens und das südöstliche Viertel der Insel mit dem Vatnajökull im Maßstabe 1:50 000 aufgenommen und in zahlreichen Blättern mit Dreifarbendruck und Höhenlinien von 20 zu 20 m veröffentlicht worden. Leider hat mit der politischen Loslösung Islands von Dänemark im Jahre 1918 diese verdienstvolle Arbeit ein Ende gefunden, wird aber hoffentlich seitens der isländischen Regierung weitergeführt werden.

Mit dieser neuen, ausgezeichneten Karte war die Möglichkeit einer geologischen Spezialaufnahme gegeben, und ich habe sie benutzt, um während eines mehrwöchigen Aufenthaltes in Reykjavík im Frühjahr 1924 eine geologische Spezialkarte der Umgebung dieser Stadt und des 10 km süd-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

lich davon gelegenen Handelsplatzes Hafnarfjördur anzufertigen, und zwar ist die Kartierung ausschließlich auf Fußwanderungen ausgeführt.

Die folgenden Zeilen sind dazu bestimmt, dieser Karte als Erläuterung zu dienen. Naturgemäß dürfen an sie nicht die Ansprüche gestellt werden, wie an die Spezialkarten einer Geologischen Landesanstalt; einmal, weil bisher nur ganz wenige mikroskopisch-petrographische Untersuchungen von Gesteinen des Gebietes vorliegen und die Unterscheidung deshalb wesentlich nach äußeren Merkmalen erfolgen mußte, und sodann, weil die Grundzüge des sehr verwickelten tektonischen Baues erst durch die Untersuchung eines größeren Gebietes sich werden feststellen lassen.

Der geologische Aufbau und die Entwicklungsgeschichte der Insel sind, ganz kurz ausgedrückt, folgende: Den Nordwesten und Osten der Insel bauen gewaltige Basaltdeckensysteme tertiären Alters auf. Nach meinen Beobachtungen am Arnarfjördur bei Bildudalur und am Isarfjördur, südlich von dem gleichnamigen Handelsplatz liegt in diesen Basalten eine lateritische, unter tropischen Verhältnissen entstandene Verwitterungsdecke der ältesten Basalte, an welche auch die Braunkohlenvorkommen (Surturbrand) geknüpft zu sein scheinen. Durch diese, Bauxit- und Brauneisenstein führende Verwitterungsdecke, die eine alte Landoberfläche darstellt, wird die tertiäre Basaltformation in zwei Abschnitte geteilt, deren älterer vielleicht in das Eocän, deren jüngerer in das Oligocän und Miocän zu stellen sind. Das Pliocän ist vertreten durch 600—800 m mächtige Sedimente im östlichen Teil der Nordküste. In dieser Zeit scheint keine vulkanische Tätigkeit geherrscht zu haben, da in dieser ganzen mächtigen Sedimentfolge sich nach Pjetursss keine vulkanischen Aschen finden.

Um so stärker setzt der Vulkanismus im Quartär wieder ein. Gleichzeitig mit einer mehrmaligen Vergletscherung der Insel entwickelte sich eine rege vulkanische Tätigkeit, die in der Eruption massenhafter Basalte und dazu gehöriger Tuffe und Brekzien ihren Ausdruck fand. Aus dem Wechselspiel der Vergletscherung und der vulkanischen Kräfte entstand eine gewaltige Schichtenfolge, in welcher Eruptivgesteine und ihre Tuffe mit Grundmoränen und fluvioglazialen Bildungen wechsellagern. Als drittes Element kommen dazu die Produkte einer durch gelegentliche vulkanische Tätigkeit gesteigerten, raschen Gletscherschmelze, die den Charakter von Katastrophensedimenten besitzen (Jökul-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

hlaup). — Alle altdiluvialen Gletschersedimente sind verhärtet, ihre Moränen gleichen vollkommen den permischen Tilliten, die fluvioglazialen Bildungen sind in Sandstein, die Tone in Tonstein umgewandelt.

In das Ende des älteren Diluviums fällt eine ausgedehnte tektonische Phase, die mir für die Gliederung des isländischen Quartärs von größter Bedeutung zu sein scheint; darauf folgt eine posttektonische Vergletscherung. Es muß dahingestellt bleiben, ob sie aus einer oder zwei Eiszeiten sich zusammensetzt. Ihre glazialen Elemente sind Lockerbildungen, ihre Lavaströme vom Inlandeis abgeschliffen und in prachtvolle Rundhöckerlandschaften umgewandelt.

Am Ende des Quartärs war das heutige Relief, wenigstens im Südwesten der Insel und abgesehen von den später entstandenen vulkanischen Aufschüttungen, bereits vorhanden, doch lag das Land tiefer, das Meer überflutete weite Flächen Landes, in den Buchten bildeten sich tonige Sedimente mit Jahresschichtung, entsprechend den „Warwentonen" Schwedens und Nordamerikas, und an den Küsten entstanden Strandterrassen in verschiedenen Höhen. Nach der letzten Hebung der Insel war der heutige Zustand erreicht, der dann nur noch durch die vulkanischen Vorgänge eine weitere Umgestaltung erfuhr. — Diese setzen sich unvermindert, wenn auch räumlich beschränkt, aus dem Diluvium bis zum heutigen Tage fort. Die Krater der diluvialen Vulkane wurden in der Zwischenzeit zu Ruinen und neue, noch heute wohlerhaltene Krater bildeten sich. Der Erguß von Lavaströmen, die sich über riesige Gebiete ausbreiteten, dauert ebenfalls bis zum heutigen Tage.

Von allen diesen Bildungen treten im Gebiete unseres Kartenblattes nur Sedimente und vulkanische Gesteine des Alluviums, der jüngeren und der älteren Eiszeit auf. Tertiäre Sedimente, Ergußgesteine und Tuffe fehlen völlig und begegnen uns erst jenseits der Snäfellshalbinsel im Norden.

Wir gliedern die in der Umgebung der Hauptstadt auftretenden Gesteine in folgender Weise:

A. Sedimente:	B. Eruptivgesteine:
1. Jung-Alluvium: Torf, Strandgeröll,	Lose Schlacken und Lapilli wohl erhaltener Krater, Block- und Fladenlaven,
2. Alt-Alluvium: Marine Terrassenkiese, Marine Bändertone,	Kraterruinen aus verhärteten Lapilli, Schlacken, Bomben und Lavagängen,

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

3. Jung-Diluvium: Jungglazialer Blockmoränenschutt, Jungglazialer Kies,	Eisgeschliffener Dolerit,
4. Alt-Diluvium: Grundmoränen (Tillite), Fluvioglazialer Sandstein Tonstein.	Basalte und Tuffe.

Bevor wir in ihre Beschreibung eintreten, wollen wir versuchen, einen Überblick über die Oberflächenformen und die hydrologischen Verhältnisse des Gebietes zu geben.

Morphologischer Überblick.

Zwischen den beiden von Osten nach Westen laufenden Halbinseln von Reykjanes und Snäfell liegt die breite Faxabucht. An ihrer südöstlichen Ecke befindet sich das uns beschäftigende Gebiet. Hier schieben sich drei kleinere, durch zwei Halbinseln getrennte Buchten in das Festland hinein: die Bucht von Reykjavík mit den Inseln Engey, Viđey[1]) und Effersey im Norden, der Skerjafjörđur in der Mitte und der Hafnarfjörđur im Süden. Zwischen den beiden ersteren liegt die Halbinsel Seltjarnarnes, die die Hauptstadt Reykjavík trägt. Zwischen Skerjafjörđur und Hafnarfjörđur liegt die reichgegliederte Halbinsel Álptanes mit Bessastađir. Im Winkel des Hafnarfjörđur endlich liegt der gleichnamige Handelsplatz. Das ganze Gebiet stellt eine wellige Hochfläche dar, die nach Südosten bis auf 160 m Höhe ansteigt. Ein großer Teil des Gebietes ist abflußlos, besonders im Südosten, und enthält zahlreiche geschlossene Becken mannigfacher Form und Größe, die meist mit Torf, seltener mit Wasser erfüllt sind. Zu letzterer Gruppe gehören der Helluvatn, Vifilsstađavatn, Rauđavatn, Urriđakotsvatn (Vatn = See). Ihre Höhenlage schwankt zwischen 29 und 76 m. Die Talbildung ist ganz jung und unentwickelt und zudem noch durch Lavaströme, die den Tälern und Senken gefolgt sind, mehrfach unterbrochen und gehemmt worden. So sind östlich und südöstlich von Hafnarfjörđur zwei Täler durch Lavaströme verschüttet und zu einer Entwässerung unter der Lava gezwungen worden. Der in dem einen Lavastrome verschwindende Bach dient zur Wasserversorgung des Platzes. Das Tal des Elliđaflüßchens, südöstlich von Reykjavík, hat sich trotz eines ihn in seiner

[1]) Die Darstellung der Insel Viđey auf der geologischen Karte erfolgte mit einer mir freundlichst zur Verfügung gestellten, im Druck befindlichen Karte von Herrn Martin A. Peacock in Glasgow.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

ganzen Länge durchfließenden, aber wenig mächtigen Lavastromes, behaupten können und hat seinen Weg auf der Lava fortgesetzt.

Die Höhenunterschiede zwischen den Hügeln und den ihnen benachbarten Senken oder Tälern bewegen sich zwischen 20 und 75 m, so daß man durchaus den Eindruck eines Flachlandes hat. Dem Reisenden aber, der auf dem Wasserwege sich der Hauptstadt naht, erscheint dieses wellige Flachland eingefaßt durch einen Kranz von mächtigen Bergen, die bis in den Sommer hinein einen leuchtenden Schneemantel tragen; Akrafell, Skardsheiði und Esja im Norden, die vom Thingvallasee bis Kap Reykjanes sich hinziehenden vulkanischen Ketten im Osten und Süden bilden einen außerordentlich malerischen Rahmen des Bildes, den unsere Karte allerdings nur eben noch in ihrem südlichsten Teil am Helgafell und Husfell berührt. Hier erhebt sich das Gebiet in isolierten Kraterruinenbergen auf 340 beziehungsweise 270 m Höhe.

Die Küsten sind im allgemeinen flach; felsige Steilküsten von 5—10 m Höhe treten gelegentlich auf, so auf den Inseln, bei Laugarnes, Spitali, Fossvogur und Hvaleyrarhöfði. Auf weite Strecken wird der Strand von grobem Geröll und von Blöcken aufgebaut, die bei Ebbe in mehrere Hunderte von Metern breiten Streifen entblößt werden. Ziemlich weit verbreitet ist eine in etwa 10 m Höhenlage auftretende marine Terrasse, auf welcher z. B. die Rennbahn von Reykjavík liegt. Von älteren, höheren Terrassen sind im Kartengebiete nur Andeutungen vorhanden, wie südlich von Digranes.

Geologische Verhältnisse.

Die geologische Beschreibung des Gebietes knüpft am besten an das im Kartengebiete verbreiteteste Gestein an, welches zugleich das Rückgrat des Ganzen bildet. Es ist dies ein in der Diluvialzeit entstandener, vom letzten Inlandeis abgeschliffener Lavastrom, der früher für präglazial gehalten wurde, dessen geologisches Alter aber nach den Forschungen von Dr. Pjetursss heute mit vollkommener Sicherheit feststeht. Dieser Lavastrom erstreckt sich in einer Breite von 15 km von Reykjavík im Norden bis zum Südrande des geologisch aufgenommenen Gebietes, wo er unter jüngeren vulkanischen Bildungen verschwindet. Bei Reykjavík erreicht er sein natürliches nördliches Ende am Ufer des Viðeyjarsundes, zwischen Laugarnes und

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Spitali, wo er auf älterem, diluvialen Basalt auflagert, Er senkt sich bis zum Meeresspiegel in den Halbinseln von Reykjavík und A'lptanes und steigt von hier aus nach Süden und Osten mit seiner Oberfläche an, nach Süden bis auf 170 m Meereshöhe, liegt aber in den von ihm eingenommenen Höhen im allgemeinen zwischen 75 und 150 m Höhe. Nach Westen hin verschwindet er zunächst unter den gewaltigen Lavaströmen, die von den zentralen Vulkanen der Halbinsel von Reykjanes sich bis zum Meeresufer am Südrande des Hafnarfjörður ergossen haben. Erst weiter westlich, in der flachen Halbinsel von Keflavík, tritt er wieder an die Oberfläche und baut letztere vollständig auf, überall nach allen Seiten unter das Meer untertauchend. Nach Osten hin läßt sich der Strom außerordentlich weit verfolgen. Er nimmt in einer Breite von 10 km die ganze Mosfellsheiði ein, verschmälert sich gegen das Nordende des Tingvallasees auf wenige Kilometer und verschwindet dann unter jüngeren Lavaströmen, taucht aber südlich und westlich vom Geitlandsjökull wieder auf, wo er 500—600 m Meereshöhe erreicht. Da auch nörlich vom Lángjökull ausgedehnte Strecken dieser eisgeschliffenen Lava liegen, so sind die Vulkane, denen diese riesenhaften Lavaströme in diluvialer Zeit entflossen sind, unter der mächtigen Gletscherdecke des Geitlandsjökull und Lángjökull zu suchen.

In petrographischer Beziehung handelt es sich um einen Dolerit, der aus Plagioklas, grünem Augit, Olivin und wenig Magneteisen besteht. Dunkle Gemischteile treten sehr stark zurück, so daß das Gestein als Ganzes eine hellgraue Farbe besitzt. Die chemische Zusammensetzung ergibt sich aus folgender Analyse (Rinne, Gesteinskunde, 9. Aufl., 1923, S. 210).

SiO_2	50,05 %
Al_2O_3	18,78 „
FeO	11,69 „
CaO	11,66 „
MgO	5,20 „
K_2O	0,38 „
Na_2O	2,24 „
	100,00 %

Die heutigen Oberflächenformen dieses gigantischen Stromes von mehr als 150 km Länge haben mit der ursprünglichen Oberfläche wenig zu schaffen, sondern sind vollkommen ein Produkt des darüber hinweggegangenen

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Inlandeises. Dieses hat die gesamte Oberfläche des Stromes entfernt und tiefe Kessel herausmodelliert, so daß das Ganze eine außerordentliche Ähnlichkeit mit einer skandinavischen Rundhöckerlandschaft besitzt. Trotz dieser gewaltigen glazialen Abtragung konnte ich durch einen glücklichen Fund etwas östlich von unserem Kartengebiet bei Miðdalur das Aussehen der ursprünglichen Oberfläche feststellen. Dort endet südlich von dem kleinen See Leirtjörn der Lavastrom mit einem etwa 30 m hohen Steilrand. An diesem Rande hat das Inlandeis die Lava nach ihrer plumpsäulenförmigen, senkrechten Klüftung zertrümmert und eine große, plumpe Säule so um 90° gedreht, daß die ursprüngliche Oberfläche der abschleifenden Wirkung des Inlandeises entzogen wurde. Hier kann man sehen, daß der sonst überall feinporige Dolerit in seiner ursprünglichen Erstarrungsrinde erst fein blasig, dann in einer etwa $1\frac{1}{2}$ m mächtigen Zone nach oben hin immer gröber blasig wurde und schließlich mit einer Oberfläche endete, die vollkommen die tauartig gedrehten, wulstigen Formen der Fladenlava aufweist.

Die Oberfläche des Stromes ist zum größten Teil mit blockreichem, jungdiluvialem Moränenschutt bedeckt, aber an zahllosen Stellen, besonders auf den Höhen, aber auch am Meeresufer, tritt das Gestein in prachtvoll abgeschliffenen und geschrammten, flachen Rundhöckern an die Oberfläche. Der kleine Maßstab der Karte gestattete eine Darstellung dieser einzelnen Rundhöcker nicht. Das Gestein mußte also einschließlich seiner dünnen Moränenschuttdecke zur Darstellung gelangen. Ein prachtvolles Rundhöckergebiet am Nordufer der Bucht von Fossvogur, 3 km südlich von Reykjavík, ist in der beigegebenen Taf. II, Abb. 2, dargestellt. Die Mächtigkeit des Stromes ist nur an wenig Stellen ermittelt, so an dem schon erwähnten Nordrande des Stromes bei Miðdalur, wo dieselbe 20—30 m beträgt. Jedenfalls finden sich innerhalb des Stromes Gebiete mit sehr viel größerer Mächtigkeit, denn sonst wäre die ungeheure räumliche Erstreckung schwer zu verstehen. Die Lava ist in dicke, plumpe Säulen abgesondert, wie man sehr schön auf der kleinen, durch den Bau einer Mole mit Reykjavík verbundenen Insel Effersey sehen kann. In den Rundhöckern tritt die säulige Absonderung kaum in die Erscheinung. Über das Alter dieses Lavastromes läßt sich soviel sagen, daß er vor oder während der letzten Eiszeit entstanden sein muß, denn seine Oberfläche trägt überall

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

die ausgesprochenen Kennzeichen glazialer Bearbeitung. Andererseits kann er, da er mit ununterbrochenem und gleichmäßigem Gefälle von seinem Entstehungsgebiete am Långjökull bis zum Meeresstrande verfolgt werden kann, erst entstanden sein, als das heutige Relief in seinen Hauptzügen fertig war. Das war aber der Fall nach den ausgedehnten, in einen späteren Abschnitt der gesamten Eiszeit entfallenden tektonischen Vorgängen. Wenn wir den gesamten diluvialen Vulkanismus nach diesen tektonischen Vorgängen gliedern, so bekommen wir einen prätektonischen Abschnitt, in welchem die später zu besprechende Wechsellagerung von Basalten mit Moränenbildungen entstand und einen posttektonischen, welcher den jüngeren Teil der Glazialzeit umfaßt.

Die unter dem glazialen Dolerit lagernden Schichten sind im Gebiete unseres Kartenbildes an mehreren Stellen aufgeschlossen, nämlich erstens westlich von Reykjavík, gegenüber der Insel Viðey und auf dieser selbst, zweitens in der Fortsetzung dieser Küstenlinie, im Mündungsgebiet der Elliðaá, drittens südlich von Reykjavík, am Nordufer der Bucht von Fossvogur.

Im erstgenannten Gebiet ist ein außerordentlich interessantes Profil aufgeschlossen bei Laugarnes; in der Nähe der dortigen Transiederei schneidet ein zum Strande hinunterführender Pfad in den Steilhang ein und entblößt folgendes Profil:

Zu oberst lagert Dolerit, plumpsäulig abgesondert, mit ebener Oberfläche; er liegt auf 1½ m mächtigem, groben Schotter, der aus lauter wohlabgerundeten Geröllen besteht. Es ist in hohem Maße auffallend, daß keinerlei kaustische Einwirkung des Dolerits auf die Schotter zu beobachten ist, nur daß einzelne Gerölle der obersten Lage in die Lava hineingebacken sind und zum Teil aus ihr hervorragen. Unter diesem Schotter, von dem es unentschieden bleiben muß, ob er fluviatilen, glazialen oder marinen Ursprungs ist, lagert dann Basalt. Der Schotter verschwindet sehr schnell nach Südosten hin und der Basalt bildet in einer Breite bis zu 200 m das Ufer bis nach Spítali hin. Das Vorkommen setzt sich zusammen aus deckenförmigen Ergüssen und aus Gängen, und der ganze Schichtenverband befindet sich in einer Schrägstellung, deren Betrag 30—40° ausmacht. Mit dieser Basaltformation sind glaziale Grundmoränen verknüpft, die den Basaltdecken konkordant eingeschaltet und mit ihnen aufgerichtet sind.

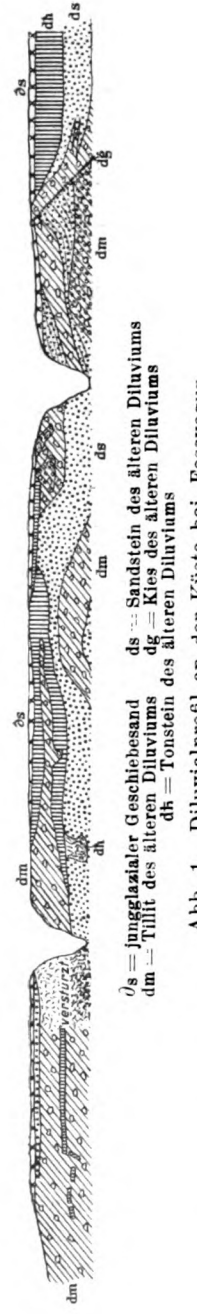
Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Hier begegnen uns zum ersten Male die merkwürdigen, zu vollkommen festem Gestein gewordenen diluvialen Moränen des südlichen Island. — Ich hatte bereits in dem 1885 in dieser Zeitschrift erschienenen Bericht über meine erste Reise auf die außerordentliche Ähnlichkeit gewisser isländischer Trümmergesteine mit Moränen hingewiesen, hatte mich aber gescheut, wegen ihrer engen Verknüpfung mit Basalten daraus die nötigen Schlußfolgerungen zu ziehen. Erst Dr. Pjetursss gebührt das Verdienst, in einwandfreier Weise die glaziale Entstehung dieser Bildungen nachgewiesen zu haben, und zwar durch den Fund von geglätteten und gekritzten Geschieben innerhalb der Moräne, durch den Nachweis des polygenen Charakters der Geschiebe in ihr und durch den weiteren Nachweis der Abschleifung und Schrammung der Unterlage, auf welcher diese Bildungen aufruhen. Mit voller Deutlichkeit kann man den Moränencharakter dieser Gesteine nur an Stellen erkennen, wo die Oberfläche der Verwitterung ausgesetzt war; in ihnen treten infolge größerer Widerstandsfähigkeit der Gerölle gegenüber dem Bindemittel diese plastisch aus der Masse heraus und lassen die typische Moränenstruktur deutlich erkennen, während im frischen Bruch von all dem kaum etwas zu sehen ist, das Gestein vielmehr einen sehr einheitlichen Eindruck macht und wegen der etwas glasigen Beschaffenheit des Bindemittels durchaus an ein vulkanisches Tuffgestein erinnert. In der Tat ist wohl die Mehrzahl dieser Bildungen in früherer Zeit unter den jetzt für Island als ausgemerzt zu betrachtenden Begriff „Palagonit" gerechnet worden.

Auf Klüften des Basaltes beobachtet man Anflüge von Malachit, wie ja in der nordischen Basaltformation Kupfer überhaupt ziemlich verbreitet zu sein scheint. Die Brandung hat aus diesen Basalten schöne Höhlen herausmodelliert. Eine Begehung des interessanten Profils, aus welchem ein kleiner Ausschnitt in Taf. II, Abb. 1 gegeben ist, ist nur bei Ebbezeit möglich, da zur Flutzeit der ganze Strand unter einer starken Brandung steht.

1500—2000 m südlich von Spítali liegt das Mündungsdelta der Elliðaá; hier findet sich die gleiche, zu festem Felsgestein umgewandelte Moräne, welche wir von jetzt an als „Tillit" bezeichnen wollen, aber hier nicht in Verbindung mit Basalten, sondern mit einem feinkörnig-tonigen Gestein von heller Farbe, das ebenfalls einen Versteinerungsprozeß durchgemacht hat und in Tonstein umgewandelt ist.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN



∂s = jungglazialer Geschiebesand ds = Sandstein des älteren Diluviums
dm = Tillit des älteren Diluviums dg = Kies des älteren Diluviums
dh = Tonstein des älteren Diluviums

Abb. 1. Diluvialprofil an der Küste bei Fossvogur.

Dieser Tonstein lagert über dem Tillit. Die Überlagerung des Ganzen durch den Dolerit konnte PJETURSS sehr gut beobachten. Jetzt ist der Aufschluß mit einem wüsten Blockmeer überschüttet, welches keinerlei Beobachtung gestattet.

Sehr viel großartiger und schöner sind die gleichen Schichten in der Bucht von Fossvogur aufgeschlossen. Von der Stelle, wo die Chaussee nach Hafnarfjörður an der Bucht entlang geht, bis nach Skildinganes, auf 3 km Länge, ist am Strande ein nur an wenig Stellen unterbrochenes Profil sichtbar, welches sich aus zu festen Sandsteinen verkitteten glazialen Sanden, aus tillitischen Moränen und aus Tonsteinen zusammensetzt. Die Lagerungsverhältnisse sind außerordentlich verwickelt. Ich habe von dem interessantesten Teil des Profils im inneren Winkel der Bucht eine maßstäbliche Profilaufnahme gemacht, die in der folgenden Darstellung in 1 : 1000 der Länge und 1 : 500 der Höhe wiedergegeben ist.

Man erkennt daraus, daß von einer bestimmten, durch eine Überschiebung markierten Stelle an die Lagerungsverhältnisse ungemein unregelmäßig werden, und daß vor allen Dingen die Tonsteine in noch plastischem Zustand mit den Tilliten verknetet worden sein müssen. Ebenso kann man deutlich erkennen, wie die Tillite mit den fluvioglazialen Sandsteinen verzahnt und durch Übergänge verbunden sind. Drei photographische Aufnahmen aus dem gestörten und dem ungestörten Teil der Ablagerung sind auf Taf. III und Taf. IV, Abb. 1 wiedergegeben. Hier bei Fossvogur lagern über diesen älteren verfestigten Gesteinen lockere, jungglaziale Bildungen in geringer Mächtigkeit, während die doleritische Überlagerung nicht zu beobachten ist. Dafür aber sieht man bei Ebbe aus dem Meere, unmittelbar am Steilufer, abgeschliffene Rundhöcker von einem mit dem

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Reykjavíker außerordentlich übereinstimmenden Dolerit auftauchen, die ganz zweifellos die Unterlage der glazialen Sedimente darstellen. Ist Dr. Pjeturss Beobachtung an der Elliðaá richtig, woran nicht zu zweifeln ist, so sind die Tillite, Tonsteine und Sandsteine zwischen zwei Doleritströmen eingeschlossen. Da beide — ebenso wie die glazialen Schichten — horizontal lagern, so müssen alle drei der posttektonischen Phase des Diluviums angehören, im Gegensatz zu den bei Spitali den Basalten eingeschalteten Tilliten, die wegen ihrer Steilstellung der prätektonischen Phase angehören müssen. Hier liegt ein wichtiges Problem der jüngeren Glazialgeologie vor, welches noch der Lösung harrt.

Ein zweites betrifft die Ursachen der Verfestigung der Glazialbildungen des älteren Diluviums; wir sind bis heute weder über die petrographische Zusammensetzung des Bindemittels der Tillite noch über die Umwandlungsprozesse, die es durchgemacht hat, und deren Ursachen irgendwie im klaren.

Noch an einer weiteren Stelle im Kartengebiet finden sich Tillite, und zwar im südlichsten Teil desselben, am Valahnukur, wo sich inmitten der jüngeren Laven ein aus Tilliten bestehender Rücken prächtig heraushebt. Auch er gehört offenbar der prätektonischen Phase des Diluviums an.

Die letzte Eiszeit Islands ist durch außerordentlich ausgedehnte Ablagerungen vertreten, die, wie schon einleitend bei Besprechung des glazialen Dolerites bemerkt, diesen überall da überkleiden, wo nicht die eisgeschliffenen Rundhöcker ihn durchstoßen. Es handelt sich bei diesen Bildungen um ausschließlich lockere Sedimente von Moränencharakter, die durch einen ganz außerordentlichen Reichtum an großen Blöcken ausgezeichnet sind. Sie sind so zahlreich wie in den schönsten, aus Geschiebepackungen bestehenden Endmoränen Norddeutschlands, und ihre Geschiebe bestehen zum größten Teil aus demselben Dolerit, der auch die geschliffene Unterlage bildet, was nicht weiter wundernehmen darf, da ja das Inlandeis vor Erreichung der Gegend von Reykjavík mindestens 30—40 km weit über diesen Lavastrom hinweggeschritten ist. Fluvioglaziale Ablagerungen treten zurück und konnten in der Karte nur an einer Stelle, ungefähr 1 km nordwestlich von der Chausseebrücke über die Elliðaá, festgestellt werden, wo grobe glaziale Kiese einen vielleicht osartigen Rücken bilden, in welchem aus mehreren Gruben Wegebaumaterial gewonnen wird.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Noch jüngere Bildungen, die der älteren Postglazialzeit angehören, sind in schönen Aufschlüssen auf beiden Seiten des Flüßchens Elliðaá in ihrem Mündungsgebiet zu beobachten. Den Unterlauf ihres Tälchens, welches in seiner ganzen Länge mit einem später zu besprechenden Strome junger Fladenlava vor geringer Mächtigkeit erfüllt ist, begleitet auf beiden Seiten eine in 10 m Meereshöhe liegende Terrasse, die sich nach Norden hin bis Spitali verfolgen läßt. Auf ihr liegt die Rennbahn von Reykjavík. Unter dieser Terrasse treten auf beiden Seiten des Flusses und etwas weiter östlich am Grafarvogur im Steilufer Bändertone auf, die eine ausgezeichnete wagerechte Schichtung besitzen und aus abwechselnden, sehr dünnen Lagen von feinen und etwas weniger feinen Tonen bestehen. Sie gleichen so vollkommen den schwedischen und nordamerikanischen Warwentonen, daß man an der Gleichartigkeit ihrer Entstehung während der Abschmelzperiode des letzten Inlandeises kaum zweifeln kann. Die regelmäßig wechselnden, auch in der Färbung etwas verschiedenen Tonschichten dürfen deshalb zu je zwei Jahresabsätze darstellen und zur Bestimmung der Zeitdauer des Absatzes des etwa 8 m mächtigen Tonlagers geeignet sein. Nach einer Stichprobe und Auszählung von etwa 5 cm des Sedimentes glaube ich die Bildungszeit des ganzen Lagers auf etwa 2000 Jahre veranschlagen zu können, doch ist eine genauere Untersuchung erforderlich, um einen sicheren Anhalt dafür zu gewinnen, wann nach dem Schlusse der letzten Eiszeit die letzte Hebung der Insel erfolgte.

Die marinen Terrassen haben in der Umgebung von Reykjavík innerhalb des Kartengebietes noch weitere Verbreitung und finden sich sehr schön am nordwestlichen Ende der Halbinsel von Reykjavík bei Suðurnes, Grotatangi und Nes. In sehr viel größerer Verbreitung und in mehreren Niveaus finden wir sie außerhalb des Kartengebietes in der Umgebung des Kollafjörður und Leiruvogur südlich von der Esja. Über das Vorkommen einer höheren Terrasse bei Digranes ist schon berichtet worden.

Von jüngeren alluvialen Sedimenten finden sich im Kartengebiet nur zwei, nämlich Torf und Strandbildungen, wenn man von den in der Karte nicht dargestellten Schuttmassen an steileren Gehängen absieht, die aber in dem flachen Gelände nur eine geringe Rolle spielen. Wie in allen arktischen Ländern hat auch in Island der Torf eine weite Verbreitung. Eine große Gruppe von ausgedehnten

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Torfmooren findet sich in der Umgebung von Reykjavík, eine zweite auf der Halbinsel Alptanes und eine dritte südwestlich vom Elliðavatn. In den zahlreichen geschlossenen Senken des letzteren Gebietes haben die Torflager meist ebene Oberfläche, in den räumlich viel ausgedehnteren Vorkommen in der Nähe der Hauptstadt steigen sie vom Meere oder der Zehnmeterterrasse aus landeinwärts an und erreichen Höhen bis zu 40 m. Es handelt sich also vielfach um Gehängemoore oder um Talmoore, die mit der Oberfläche der Täler steigen. — Außer den großen, geschlossenen Torfmooren, in denen in der Tiefe ein dunkler Brenntorf liegt, während näher der Oberfläche sich heller Moostorf findet, beobachtet man in weiter Verbreitung auf den eigentlichen Hochflächen dünne, vielfach unterbrochene Lagen von Rohhumus oder Trockentorf, welcher die mannigfachsten Fließerscheinungen zeigt, so daß die einzelnen Zerreißungsschollen bei ihrer Abwärtswanderung gekippt und schließlich gewälzt werden. Allen Torfflächen gemeinsam ist das Auftreten von bis zu ½ m hohen, eng aneinandergedrängten, steilwandigen Buckeln, die keineswegs den Bülten norddeutscher Torfmoore gleichen, sondern als Frostwirkung aufgefaßt werden müssen. Bei der Herstellung von Kulturwiesen müssen diese Buckel mit unendlicher Mühe zerstört werden, aber sobald die Wiesen einige Zeit sich selbst überlassen bleiben, entwickeln sie sich von neuem.

Die jungvulkanischen Bildungen, besonders die Lavaströme, sind frei von Torf und tragen nur dünne Decken von Rohhumus, der sich hauptsächlich aus zwei Moosen, einem hellsilbergrauen und einem grünlichgrauen, aufbaut. — Ältere Lavaströme werden von diesen Moosen in so dichten und mächtigen Polstern überkleidet, daß man wie auf einem schwellenden Teppich über sie hinwegschreiten kann, so daß sie das Überqueren der zackig-scholligen Lavaströme außerordentlich erleichtern. Oben lebt und wächst die Moospflanze, nach unten hin stirbt sie in etwa 15 cm Tiefe ab, ist aber in ihrer Struktur noch erhalten, und erst in größerer Tiefe geht sie in einen hellen, strukturlosen Rohhumus über. Beide zusammen — Rohhumus und lebendes Moos — können zusammen ½—¾ m mächtig werden. Wird in trockenen Jahreszeiten durch Mutwillen oder Zufall solcher Moosteppich in Brand gesetzt, so verglimmen die Moose vollständig, der Wind verweht die Asche und die Lava liegt wieder mit ihrer ursprünglichen rauhen und zackigen Oberfläche zutage. Dieselben Moospflanzen, die

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

sich zuerst auf der Lava ansiedelten, haben zweifellos ihr Leben in außerordentlich langsamem Wachstum bis auf den heutigen Tag fortgesetzt, und diesen kleinen Gewächsen muß deshalb ein Alter von vielen Jahrhunderten und selbst Jahrtausenden zukommen, so daß sie an Alter mit den Mammutbäumen Kaliforniens und den riesigen mexikanischen Taxodien konkurrieren können. Vielleicht wird es einmal möglich sein, aus diesen Moosen nach Feststellung ihrer Wachstumsgeschwindigkeit das relative Alter der postglazialen isländischen Lavaströme zu berechnen.

Über die Mächtigkeit, die die isländischen Torflager erreichen können, liegen ebenso wenig wie über ihren Aufbau aus verschiedenartigen Pflanzen und über einen etwaigen Wechsel der Pflanzen in der Postglazialzeit infolge klimatischer Änderungen bisher Untersuchungen vor. In Torfstichen bei Reykjavík und Middalur beobachtete ich gelegentlich Mächtigkeiten bis zu 4 m. Ein im Abbau befindliches Moor bei Middalur enthält im unteren Teile starke Stämme von *Betula pubescens*.

Strandgerölle aus grobem Kies mit Blöcken aller Größen haben besonders in den der Brandung stärker ausgesetzten Teilen der beiden großen Halbinseln unseres Gebietes große Verbreitung und säumen auf langen Strecken den Strand; wo der Dolerit flach unter das Meer taucht, reichen diese groben Brandungsbildungen weit ins Meer hinein und laufen bei Ebbe in Hunderten von Metern breiten Streifen trocken, tauchen auch als Geröllbänke in Untiefen aus dem Skerjafjörður hervor oder verbinden landnahe Inselchen, wie Effersey, Holmarnir und Geldinganes, mit dem festen Lande.

Wir wenden uns nun einer Besprechung der jungvulkanischen postglazialen Bildungen zu, unter denen wir ältere Kraterruinen, größere, noch wohlerhaltene Schlackenkrater und Lavaströme unterscheiden können. Von alten Kraterruinen finden sich zwei am Südrande unseres Gebietes: Der Husfell (278 m) und der Helgafell (340 m) mit dem Valáhnukr (201 m). Es sind gewaltige Massen von Schlacken und Bomben, alle verfestigt, durch die Erosion zu wilden, zackigen, aber ohne größere Schwierigkeiten besteigbaren Felspartien umgewandelt, mit Intrusivlavagängen durchsetzt. Sie zeigen keine Spur glazialer Einwirkungen, aber ebensowenig deutlich erhaltene Kraterformen. Ihr genaues Alter wird sich erst nach eingehender Untersuchung eines größeren Ge-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

bietes bestimmen lassen. Vielleicht gehören sie zum Teil schon in das Diluvium hinein.

Junge, wohlerhaltene Krater finden sich an vier Stellen: 1. Rauðholar, südlich von Reykjavík, zwischen der Chaussee nach dem Südwestlande und dem Elliðavatn; 2. der Burfell im südlichen Teile unseres Gebietes, nördlich vom Helgafell; 3. der Krater Storhöfði, 5 km südlich von Hafnarfjörður, und 4. namenlose rote Schlackenmassen, 3 km südlich von Storhöfði und ebenso weit westlich vom Helgafell.

1. Rauðholar, die „Roten Hügel" zwischen Rauðavatn und Elliðavatn, bilden eines der interessantesten jungvulkanischen Gebiete in ganz Island. Nur 0,8 km² groß, besitzt dies von weitem gesehen flachhügelige Gelände nicht weniger als 100 einzelne Krater, deren kleinster nur wenige Meter Durchmesser besitzt, während der größte deren etwa 100 hat. Alle diese Krater sind aus roten oder schwarzen Schlacken und Lapilli aufgebaut. Beide Farben grenzen aneinander, und zwar so, daß z. B. von einem Zwillingskrater der eine rot-, der andere schwarzschlackig ist. Die Schlacken selbst sind klein, von zierlicher Form und klirren unter dem Schritte des Wanderers. Eigentliche Lavaströme kommen nicht vor; einige winzig kleine Lavaflächen zeigen den Charakter der Fladenlava. Dagegen ist das Gebiet durch zahlreiche Schweißschlackenbildungen ausgezeichnet. Diese bilden entweder steilwandige, innen hohle Kamine bis zu 7 m Höhe oder niedrigere Formen von 1—1,5 m Höhe; dann aber finden sich Schweißschlacken als kranzartige Anhäufungen auf dem Kamme vieler Kraterwälle. Aber durchaus nicht alle Krater tragen solche Schweißschlackenwälle, sondern gerade die größten entbehren derselben. Die Mächtigkeit dieser Schweißschlackenkränze kann bis zu 3 m betragen; sie sind aus lauter einzelnen, in zähflüssigem Zustande aufgeworfenen Massen aufgebaut, die sich übereinandergepackt und fest verbunden haben. Im östlichen Teile des Gebietes sind diese schwarzen Lavaringe seltener. Im Südosten des Kraterfeldes sind zwei Krater so tief eingesenkt, daß sie ins Grundwasser tauchen und kleine Seen von 8—12 m Durchmesser enthalten. Die drei Abb. auf Taf. VI und VII oben geben einige Einzelheiten aus diesem merkwürdigen Gebiete kleiner, gehäufter, modellartig schöner Vulkane. Ähnliche Vorkommen finden sich in Island noch am Westfuße des Snäfellsjökull und im Nordlande bei Sveinstaðir, südlich vom Hunafloi. Das Ausbruchsmaterial kann bei der eng gedrängten Lage der Krater natürlich

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

nicht aus großer Tiefe stammen, sondern ist jedenfalls auf einen in ganz geringer Tiefe vorhandenen Magmaherd zurückzuführen.

2. Der Burfell liegt im Süden unseres Kartengebietes, im südlichsten Teile des Verbreitungsgebietes des glazialen Dolerites, dem sein Aschenkegel mit der Nordhälfte auflagert, während die Südhälfte von Lavaströmen begrenzt wird. Der Kraterring erhebt sich 50—80 m über seine Umgebung, der Krater selbst ist etwa 40 m tief eingesenkt. Grobe dunkle Schlacken bauen ihn auf, zum Teil zusammengeschweißt. Im Innern des Kraters sieht man stellenweise dünne Lavabänkchen den Schlacken eingeschaltet. Recht merkwürdig ist eine auch in der topographischen Karte zum Ausdruck gelangende, schmale, 2 km lange Rinne, die am Westrande des Vulkans beginnt, zuerst 800 m weit nach Westen gerichtet ist, dann rechtwinklig umbiegt und noch 1200 m sich nach Norden verfolgen läßt. Diese Rinne beginnt mit 8—10 m Breite und wird nach Norden hin allmählich breiter, bis sie schließlich ein Maß von 50—80 m erreicht. Die beiden Seitenwandungen stehen in einer grauen Fladenlava, die unten dicht ist, nach oben hin blasig wird und zu oberst die typischen Oberflächenformen der Fladenlava besitzt. Die Höhe der Wandungen beträgt 6—8 m und die Wände selbst sind überhängend gekrümmt (Abb. 2). An vielen Stellen sind sie durch herabgebrochenes Lavagestein verstürzt, an anderen aber noch in der ursprünglichen Form erhalten. Der Boden der Rinne ist ebenfalls mit ebener Fladenlava ausgekleidet, die im unteren Teile mehrfach Spratzkegel trägt. Es handelt sich hier sicherlich

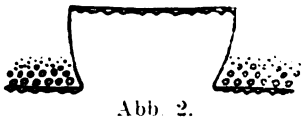


Abb. 2.

um einen Ausflußkanal der weiter im Norden sich ausbreitenden Fladenlava, dessen spezielle Entstehungsgeschichte allerdings recht schwer erklärlich ist.

3. Genau 4—5 km südlich von Hafnarfjördur liegt der große Krater Storhöfdi. Im Norden grenzt er an einen kleinen Binnensee, im Westen und Süden an Fladenlaven und im Osten ist er einem Rücken moränebedeckten, glazialen Dolerites aufgesetzt. Der Durchmesser des Kraters beträgt $1\frac{1}{2}$ km, sein Wall erhebt sich 40—60 m über die Umgebung und 30—60 m über den Kraterboden.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

4. 3 km weiter südlich erheben sich aus den Lavafeldern aus leuchtend roten Schlacken aufgebaute Hügel, von denen mit großer Sicherheit anzunehmen ist, daß sie ebenfalls dieser Gruppe junger Vulkane angehören.

Zum Schluß sei in diesem Zusammenhange eines merkwürdigen Vorkommens etwas südlich vom neuen Friedhofe von Hafnarfjördur gedacht. Der Rücken, auf dem der Friedhof liegt, besteht ganz und gar aus glazialem Dolerit mit jungem Moränenschutt; hier beobachtet man innerhalb des zutageliegenden Dolerites drei kleine Flächen von wenigen Metern Durchmesser, an denen im Dolerit ein Lavapfropfen sitzt. Es handelt sich hier anscheinend um ein paar Schußkanäle, in denen Lava bis an die Oberfläche aufgestiegen, dann aber sofort als Pfropfen erkaltet ist.

Eine ungeheure Entwicklung besitzt im Süden unseres Gebietes die junge Lava. Vom Kap Reykjanes bis zum Hengill zieht sich eine nach Norden bis zum Meere reichende, nur die Halbinsel von Keflavík freilassende, ungeheure Lavafläche hin, die noch zum Teil in unser Kartengebiet hineinfällt. Wir können nach der Erstarrungsform Fladenlaven und Blocklaven unterscheiden. Eine ausgezeichnete Fladenlava schließt sich an den Doleritrücken von Hafnarfjördur nach Südwesten hin an. Sie ist mit so zahlreichen Polstern von silbergrauen Moosen bewachsen, daß sie ganz hellfarbig erscheint; aber auch das Gestein an sich besitzt eine hellgraue Farbe. In dieser Lava kann man interessante Erscheinungen der Auftreibung infolge innerer Gasentwicklung beim Abkühlen beobachten. In den einfachsten Fällen ist die Oberfläche schwach kuppelförmig aufgewölbt, und beim Darübergehen hört man deutlich, daß man über einen Hohlraum hinwegschreitet. Durch späteren Einsturz sind eine ganze Reihe von diesen Räumen geöffnet worden. Bei größerer Entwicklung von Gasen geht die Auftreibung weiter und es bilden sich langgestreckte Rücken von zehn und mehr Metern Höhe, die endlich in ihrer Längsachse in langen Spaltenzügen aufbrechen. Bisweilen ist durch Nachsackung dann die eine Seite wieder etwas zurückgesunken, so daß sich entlang der Spalte ein Absatz findet. Auch keine Schweißschlackenkegel (Hornitos) von der Art der bereits von den Raudholar beschriebenen finden sich auf manchen Lavaströmen in großer Anzahl. — Ganz anders ist die Beschaffenheit der Blocklava. Aus ihr besteht der große Lavastrom, auf dem die nördliche Hälfte

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

der Stadt Hafnarfjörður liegt. Dieser Lavastrom hat seinen Ursprung im Süden, in der Gegend nördlich vom Helgafell und erstreckt sich von da durch das Gráhelluhraun, in der Nähe des Friedhofes sich ganz eng zusammenziehend, über Hafnarfjörður hin mächtig sich verbreiternd, bis zum Meere im Innern des Skerjafjörður. Ein zweiter Arm kommt aus dem weiter im Osten, südlich von der Heilstätte gelegenen Tal heraus. Diese Lava ist von dunkler Farbe und von einer ungemein rauhen, blockig-scholligen Oberfläche mit sehr erheblichen Höhenunterschieden innerhalb kleinster Gebiete. — Die drei Abbildungen auf Taf. IV unten und Taf. V geben eine Vorstellung von dem scholligen Charakter dieser Art Ströme. Ein zweites Blocklavagebiet liegt zwischen dem Bur- und dem Husfell. — Weiter nördlich am Ostrande unseres Blattes, südlich von den Raufholar, treten ebenfalls Fladenlaven auf, die bei ihrer Eruption ungemein dünnflüssig gewesen sein müssen, denn ein etwa 14 km langer, ganz schmaler, bisweilen kaum 100 m breiter Lavastrom, geht von hier aus und folgt dem Tale des Flüßchens Elliðaá bis zu seiner Mündung. Die geringe Masse der Lava zusammen mit der Länge des Stromes zeugen auf das beste für eine äußerste Dünnflüssigkeit derselben beim Ausfließen. Nach meinen Beobachtungen scheinen die basischen dunklen Laven als Block- oder Schollenlava, die sauren hellen Laven dagegen als Fladenlaven erstarrt zu sein.

Zum Schluß noch ein paar Worte über die Tektonik: Wie bereits einleitend bemerkt, sind fast die gesamten Bildungen unseres Kartenblattes jünger als die große tektonische Phase während der Eiszeit. Man kann also nicht erwarten, von den großen Störungen dieser Zeit innerhalb unseres Gebietes etwas zu beobachten. Dagegen machen sich tektonische Bewegungen allerjüngsten Alters in recht auffälliger Weise im südlichen Teile unseres Gebietes bemerklich. Es sind dies Spaltenbildungen, auf denen Bewegungen stattgefunden haben, durch die der eine Flügel um wechselnde Beträge gesenkt worden ist. Diese jungen postglazialen Verwerfungen, die selbst ganz junge Lavaströme durchsetzen, sind im südwestlichen Island recht verbreitet und einige von ihnen kommen auch in unserem Kartenabschnitte vor. Eine solche Verwerfung beginnt in den glazialen Doleriten südlich vom Elliðavatn und läßt sich in der Richtung nach Südwesten 8 km weit bis zum Ende der oben besprochenen Ausflußrinne des Burfellkraters verfolgen. Diese Verwerfungsspalte, die ganz und gar im

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

glazialen Dolerit steht, zeigt einen von großen Doleritblöcken bedeckten Steilabbruch auf der südlichen Seite und eine Senkung des nach Süden angrenzenden Gebietes um Beträge von mehreren Metern. Die Fortsetzung dieser Verwerfungsspalte mündet in das Knie der gleichen Ausflußrinne ein und erstreckt sich von da 2 km weit nach Südsüdwesten durch das Fladenlavagebiet hindurch. Ein Teil derselben ist in unserer Abb. Taf. VII unten dargestellt. Auch hier ist die Spalte selbst verhüllt durch mächtige Lavablöcke, das Absinken ist ebenfalls auf der Südseite erfolgt, sein Betrag nimmt von Norden nach Süden immer mehr zu und beträgt im südwestlichen Teil etwa 12 m. Hier hat die Senkung bewirkt, daß der gesenkte Teil unter den Grundwasserspiegel geraten ist, wobei ein kleiner See entstand, aus welchem ein Flüßchen, der Kaldársel, abfließt, um alsbald nach Erreichung der großen Lavafelder wieder in denselben zu verschwinden. — Die Wasserarmut ist überhaupt ein charakteristisches Zeichen aller dieser ausgedehnten Lavaflächen: Kein Bach durchfließt, kein Tal durchzieht sie, und alle Gewässer, die von den Randgebieten her sich ihnen nähern, haben dasselbe Los, — sie verschwinden in den klüftigen Laven, setzen ihren Weg unterirdisch fort und treten erst am Meere wieder zutage. Nur die Elliðaá ist durch den dünnen Lavastrom ihres Tälchens nicht bezwungen worden, sondern hat auch heute noch oberirdisch ihren Abfluß.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

6. Erläuterung zu einer Strukturkarte des Osnabrücker Landes[1]).

Von Herrn W. Haack in Berlin.

(Hierzu Tafel VIII.)

Das Osnabrücker Land gehört, soweit es Gebirge ist, der „nordwestfälisch-lippischen Schwelle" an, die im S begrenzt wird von den schmalen Bergzügen des Osnings, im N von dem noch schmaleren und niedrigeren Wiehengebirge, die beide herzynisch streichen. Auf dem Kärtchen erkennen wir zwei Haupt-„Achsen", die „Osning-Achse" und die „Piesberg-" oder „Piesberg-Pyrmonter Achse". Der Osning ist in seiner typischen Ausbildung, wie er sie von seinem SO-Ende bis Borgholzhausen zeigt, nach Stilles Auffassung bekanntlich ein Sattel mit steil aufgerichtetem bis überkipptem, aus Kreide bestehendem Südflügel und auf diesen überschobenem, aus Trias zusammengesetztem Nordflügel. Dieser Überschiebung spricht Stille neuerdings auf Grund der Tiefbohrung von Nieder-Barkhausen sogar deckenartigen Charakter zu, und die früher von ihm als Zerrungsgraben gedeutete „Haßbergzone" erscheint ihm nunmehr als „Fenster" in der überschobenen Triasdecke. Wenn nun auch m. E. das Bohrprofil und damit auch die Haßbergzone sich in ziemlich ungezwungener Weise anders ausdeuten lassen[2]), müssen dort starke tangentiale Kräfte auf alle Fälle geherrscht haben, denn ohne bedeutende Überschiebungen kommt man nicht aus.

Ganz anders hier im Westen: Die Überkippung des Südflügels finden wir nur bis Iburg, und auch auf dieser

[1]) Die Karte wird zugleich im Führer für die diesjährige Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Münster veröffentlicht. Sie lehnt sich an Stille's „Übersichtskarte der saxonischen Gebirgsbildung" 1:250 000 an, greift aber im Westen über sie hinaus.

[2]) Die Umdeutung habe ich in einem vor dem Kollegium der Preußischen Geologischen Landesanstalt gehaltenen Vortrage vorgenommen.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Strecke nicht überall; der nördliche ist, soweit man von einem Flügel überhaupt noch sprechen kann, ganz abweichend gebaut und oft kaum noch überschoben. Andererseits stellen sich nun auch unzweifelhafte, sehr kräftige Zerrungserscheinungen ein, wie das z. B. der mit Schollen von Karbon bis Neokom gefüllte Graben am Südhang des karbonischen Hüggels zeigt. Der westliche Osning — von Borgholzhausen ab gerechnet —, läßt sich wieder in zwei Unterabschnitte teilen, deren Grenze eine N—S verlaufende Störungszone O Hagen ist. Östlich von dieser sehen wir die Kreide auch auf dem Nordflügel sich ausbreiten, während im W nur kleine Schollen davon vorhanden sind. Die nach dem Auftreten der jeweils ältesten Gebirgsglieder konstruierte Osningachse hält sich ferner im O noch nahe an den südlichen Kreideketten. Westlich jener Linie springt dagegen die nun etwas künstlich erscheinende Achse zickzackförmig nach N vor, zugleich taucht zum ersten Male im langen Verlaufe des Osnings, vermittelt durch gewaltige Störungen, Paläozoikum auf, einmal im Hüggel, zweitens in der viel größeren Ibbenbürener Bergplatte, wobei es sich in beiden Fällen um Karbon und Zechstein handelt. Die Kreideketten des Südflügels bleiben damit weit im S zurück, setzen aber ihren Verlauf ganz unbekümmert um die so bedeutenden Störungen der Nachbarschaft fort. Sie bekunden hierdurch eine große Selbständigkeit, die wohl auf ihrer Lage an einer altangelegten herzynisch gerichteten Schwächelinie beruht. Dieses Verhalten stimmt nicht gut zu der Annahme eines ursprünglich sattelförmigen Baues des Osnings, wenigstens nicht für den westlichen Abschnitt. Die Kreideketten bilden vielmehr m. E. im großen gesehen eher eine Flexur am Südrande der nordwestfälisch-lippischen Schwelle oder, wie QUIRING es nennt, eine Gelenkfalte, auf welche im Osten die Schwelle überschoben ist und dadurch sattelförmigen Bau vortäuscht. Was aber die Ursache für die hierdurch angezeigten Bewegungen war, ob die Schrägstellung der „Scholle von Münster" oder die Rahmenfaltung, sei dahingestellt.

Zu erwähnen sind noch die merkwürdigen klippenartigen Durchragungen älteren Gesteins durch jüngeres, wie z. B. der aus Osningsandstein bestehende Hüls, welcher den Pläner durchspießt, und das Triasvorkommen von Borgloh, das rings von Wealden und Oberem Jura umgeben ist.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Das Innere der Schwelle wird im Kartenbereich überwiegend aus Trias aufgebaut, und in dieser verläuft auch die Piesbergachse, die bedeutend gleichmäßiger gebildet ist als der Osning und wirklich einen sattelförmigen Bau besitzt. Auch die Störungen sind bei weitem nicht so bedeutend wie am Osning. Überschiebungen und Klippen sind hier nicht bekannt. Sogar der karbonische Piesberg selbst ist in sich nur wenig verworfen und zeigt fast idealen Sattelbau, während dieser am Hüggel nur mit Schwierigkeiten festzustellen ist.

Osning, genauer dessen Kreideketten, und Piesbergachse sind also ihrem Wesen nach etwas ganz verschiedenes. Nicht die letztere ist das nördliche Gegenstück zum Osning, sondern die Malmkette des Wiehengebirges, die umgekehrt nach N zu einfällt und als schwach angedeutete Flexur die Schwelle, wenn auch weniger scharf nach N hin begrenzt. Die Linie dürfte auch schon im Oberen Jura, im Obersenon und vielleicht im älteren Tertiär diese Rolle gespielt haben.

Im W wird die Malmkette durch eine Achse abgeschnitten, die bei Haarmann und Stille und einstweilen auch auf dem vorliegenden Kärtchen als Endstück der Piesbergachse erscheint. Ihr parallel, so wird vermutet, läuft eine Verwerfung, der „Wiehengebirgs-Abbruch". In Wahrheit ist nun aber das genannte Endstück spießeckig zum bisherigen Verlauf der Achse gerichtet, und was sie abschneidet, gehört zu ihrem eigenen Nordflügel. Dazu kommt, daß weiter östlich eine ganze Schar von Störungen die Schwelle durchsetzt, die die gleiche Richtung, Stunde 10, aufweist. Es sind teils Verwerfungen, teils Sättel, teils Mulden, die auf der Strukturkarte zum ersten Male dargestellt sind. Sie treten nicht nur im Triasgebiet nördlich der Hase auf, wo das herrschende herzynische System kaum ausgeprägt ist, sondern auch südlich des Flusses, wo sie um so mehr auffallen, als hier zwei zwischen die beiden Hauptachsen der Schwelle eingeschaltete kürzere, die Sandforter und die Holter Achse von ihnen gequert werden und tatsächlich eine Art Faltenvergitterung zustande kommt.

Zu dieser Schar gehört wohl auch der östliche Randsprung des Piesberges. Nicht betroffen ist, soweit bis jetzt bekannt, das Wiehengebirge. Am Osning dagegen finden sich noch Andeutungen in der Borgloh-Öseder „Wealdenmulde". Auch die starke Verbiegung, die das Gebirge südlich Borgloh erleidet, hängt offenbar damit zusammen.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Noch weiter im S führte die Kartierung des Kleinen Berges bei Rothenfelde zur Erkennung derartig gerichteter Sprünge, deren einer auf dem Kärtchen angedeutet ist. Diese wieder leiten über zu den von MENTZEL und BÄRTLING aus dem Münsterschen Becken bekanntgegebenen, die Kreide noch mit verwerfenden Sprüngen des karbonischen Untergrundes und damit endlich auf die großen, so gut bekannten Quersprünge des Ruhrgebietes. Ein Gegensatz ist dabei aber nicht zu übersehen, daß nämlich letztere auf Zerrung zurückgeführt werden, während bei der Osnabrücker Störungsschar die Sättel und Mulden auf Kompression hinweisen.

Im Osten, außerhalb des Gebietes, das hier dargestellt ist, fehlen derartige Störungen gleichfalls nicht, denn nach BURRE wird die Piesbergachse zwischen Herford und Bünde von einem schmalen Sattel gequert, der genau die gleiche Richtung besitzt.

Gehen wir nach W, so finden wir diese Richtung wieder am unteren Dütelauf, der sich auch selber ihr anschließt. Am rechten Ufer begleitet den Fluß eine Mulde aus Oberem Jura, links aber erhebt sich klippenartig aus einem Juragebiet der schmale, stark gestörte Triasstreifen, zu denen Hellerberg und Gesmoldsberg gehören. Dieser weist wiederum, wenn man ihn verlängert, auf das oben genannte Endstück der Piesbergachse hin. Wie dieses das Wiehengebirge, schneidet jene Malmmulde die Sandforter und die Holter Achse im Westen ab.

Das Alter der Gebirgsbildung bei Osnabrück.

A. Die variscische Gebirgsbildung.

Am Hüggel und am Piesberg ist eine Diskordanz an der Basis des Zechsteins an Ort und Stelle kaum festzustellen, wohl aber, wenn man beide einander gegenüberstellt, wobei man dann sieht, daß das Liegende ganz verschieden alt ist; denn in ersterem Falle handelt es sich um die „Ibbenbürener Schichten", im zweiten um die jüngeren „Piesbergschichten" des Produktiven Karbons. Das gleiche zeigt ein Vergleich zwischen Ibbenbürener Bergplatte und den weiter nördlich liegenden Tiefbohrungen bei Limbergen. Die schwachen Falten des Karbons der Bergplatte haben merkwürdigerweise nicht erzgebirgische, sondern herzynische Richtung, und doch müssen sie, wenn gewisse ältere bergmännische Aufschlüsse richtig beobachtet sind, älter sein als Zechstein, während die großen Quersprünge, da sie den Zechstein mitverwerfen, jünger sind.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

B. Die saxonische Gebirgsbildung.

Dieser kommt im hier behandelten Gebiete naturgemäß die Hauptbedeutung zu.

Die ältesten schwachen Bewegungen mögen, angezeigt durch sich an die herzynische Richtung haltende Schichtlücken, schon im älteren Malm vor sich gegangen sein. Aus der Zerstörung älterer Schichten bis in die Trias hinab herrührende Konglomerate, wie sie weiter östlich im jüngeren Malm Gigasschichten und Serpulit auszeichnen, gibt es hier nicht. Der letztere zeigt durch seine abweichende, mächtige salinische Mergelfazies an, daß hier eine Senke lag.

Eine wirkliche größere Diskordanz finden wir erst an der Basis des marinen Neokoms, denen aber auch Gebiete gegenüberstehen, wo die Ablagerung ruhig weiter ging und eine Wechsellagerung von Wealden und Neokomschiefertonen festgestellt wird. Vorbereitet wird die Diskordanz offenbar schon im Wealden, wie die starken Mächtigkeitsschwankungen bei gleichbleibender Fazies andeuten. Namentlich das Gebiet der Borgloh-Öseder „Wealdenmulde" muß sich stark gesenkt haben, während seine an 500 m mächtigen Sedimente zur Ablagerung kamen. Das älteste von der Auflagerung des Neokoms abgeschnittene Schichtenglied ist mittlerer Dogger, vielleicht Oberer Lias. Da, wie es scheint, später an der Liegendgrenze des massigen Osningsandsteins gegen seine meist tonige Unterlage auch Abscherungen, wenn auch kleinen Maßes, vorgekommen sind, so ist die Entscheidung oft schwer.

Die ungleich kräftigeren orogenetischen Bewegungen, die zur Aufrichtung der Kreideketten und wohl auch zum Heraustreten der karbonischen Gebirgsteile führten, dürften zur Hauptsache im Obersenon erfolgt sein, dessen Ablagerungen nur außerhalb der Schwelle vorkommen. Auch ihnen müssen schon Bewegungen vorausgegangen sein, die im gleichen Sinne wirkten und die zur Bildung der turonen Grünsande bei Halle i. W. und Rothenfelde führten.

Die überkippten Osning-Kreideschichten sind den mesozoischen des Harzrandes zu vergleichen, auf die der Harz überschoben ist. Nur liegt hier dieser Rand im Süden, dort im Norden.

Auch miocäne Störungen sind hier wie auch sonst im Gebirgslande erfolgt, wie die Einbrüche der verschiedenen Tertiärstufen beweisen, soweit es sich nicht um Dolinen

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

handelt. Die in Stunde 10 verlaufenden Störungen sind zum mindesten im Miocän neu belebt worden, wenn nicht damals erst entstanden.

Ebensowenig wie im Rotliegenden erfolgten im Tertiär vulkanische Ausbrüche, nur die sehr verbreiteten Kohlensäure-Exhalationen weisen auf einen Zusammenhang mit solchen hin.

Für diluviale Verwerfungen liegen noch keine Beweise vor, denn die nicht selten in Sanden und Kiesen zu beobachtenden, oft recht scharfen derartigen Störungen darf man ohne weiteres nicht als tektonisch bedingt ansprechen.

[Manuskript eingegangen am 31. März 1925.]

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

7. Die großen Endmoränenzüge Norddeutschlands.

Von Herrn Paul Woldstedt in Berlin.

(Mit 1 Übersichtskarte im Text.)

Mehrfach ist der Versuch gemacht worden, den Rückzug des Eises aus Norddeutschland in seinen Hauptstaffeln zu rekonstruieren. Den jüngsten Versuch dieser Art unternimmt E. Geinitz in seiner Arbeit: „Die Endmoränen Deutschlands“[1]). Zehn Phasen des Rückzugs unterscheidet er, die er auf acht Tafeln zur Darstellung bringt. Geinitz steht bekanntlich auf dem Standpunkt des Monoglazialismus; nach seiner Auffassung ist das Eis von seinem Maximalstande in diesen zehn Staffeln allmählich nach Norden zurückgerückt. Es soll hier nicht auf die Frage: „Monoglazialismus oder Polyglazialismus“ eingegangen werden, sondern es steht zunächst nur die Frage zur Diskussion: Welche Unterlagen sind für die Konstruktion von großen, über weite Erstreckung hin verfolgbaren Eisrandlagen in Norddeutschland vorhanden?

Da gilt zunächst für die mit auffälliger Abhängigkeit von der Südgrenze der nordischen Geschiebe gezeichnete „Sächsische Phase“ von Geinitz, daß hier die tatsächlichen Unterlagen für die Annahme einer einheitlichen ausgedehnten Staffel nicht genügend gegeben erscheinen. Moränenartige Bildungen in Sachsen werden mit solchen in der Emsgegend verbunden ohne irgendwelche Zwischenglieder. Ebenso fehlen nach O hin jegliche weiteren Anhaltspunkte für diese Randlage. Über die Moränen dieser ganzen, in früherer Zeit vereisten Gebiete steht heute so wenig fest, daß es einstweilen ziemlich aussichtslos erscheint, hier irgendwelche Zusammenhänge über größere Erstreckung hin zu konstruieren.

Die zweite Rückzugsstaffel, die „Lausitzer Phase“, umfaßt nach Geinitz im ostelbischen Gebiet den Moränen-

[1]) Archiv d. Ver. Fr. d. Naturw. Mecklenburg, 72, 1918, S. 103 bis 150. Mit ausführlichem Literaturnachweis, auf den hier verwiesen sei!

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

zug vom Trebnitzer Katzengebirge zum Lausitzer Grenzwall. Er setzt diesen teilweise in den Moränen des Flämings, teilweise in denen des Gräfenhainichener Plateaus fort, und so weit dürfte der Zusammenhang auch wohl einigermaßen zutreffen. Wenn GEINITZ dann aber westlich der Elbe die Fortsetzung der Endmoräne — nach einem Einbiegen nach N hin — in westlicher Richtung quer durch die Lüneburger Heide bis zur unteren Weser und Ems sucht und dabei die osthannoversche Kiesmoräne STAPPENBECKS[2]) mit den Schneerener Endmoränen SPETHMANNS[3]) an der mittleren Weser verbindet, so widerspricht das einer unbefangenen Betrachtungsweise der glazialen Leitlinien jenes Gebietes. Die Moränen des Flämings („Lausitzer Phase") finden zweifellos ihre Fortsetzung in der von SO nach NW verlaufenden Hauptendmoränenzone der Lüneburger Heide.

Die dritte Phase nach GEINITZ, die „Südposensche Phase", umfaßt in Ostdeutschland die hauptsächlich von TIETZE[4]) verfolgte „Lissaer" Endmoräne, deren Verlauf durch die Orte Lissa i. P.—Guben—Havelberg bezeichnet wird. Mit der weiteren Fortsetzung, die GEINITZ über Perleberg—Hitzacker zum Wilseder Berg zieht, gerät er wieder in zweifellos viel ältere Staffeln hinein, die auch in sich gar nicht zusammengehören.

Die vierte, die „Mittelposensche Phase", umfaßt nach GEINITZ im Gebiet östlich der Oder die „Mittelposensche Endmoräne" KORNS[5]). Westlich der Oder ist aber nicht die von ihm angenommene, südlich von Berlin vorbeiziehende Linie einzusetzen, sondern zweifellos ist die Hauptmoräne des Barnimplateaus, weiter die sogenannte „Äußere baltische Endmoräne" in Mecklenburg und Schleswig-Holstein als Fortsetzung anzusehen, wie dies u. a. WERTH[6]) früher hervorgehoben hat.

---

[2]) R. STAPPENBECK, Die osthannöversche Kiesmoränenlandschaft. Zeitschr. d. D. Geol. Ges., 57, 1905, S. 52—73.

[3]) H. SPETHMANN, Glaziale Stillstandslagen im Gebiet der mittleren Weser. Mitt. d. Geogr. Ges. Lübeck, Heft 22, 1908.

[4]) Vgl. bes. O. TIETZE, Die äußersten Endmoränen der jüngsten Vereisung Norddeutschlands. Geol. Rundschau, VII, 1917, S. 110 bis 122.

[5]) J. KORN, Die Mittelposensche Endmoräne. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 1912, XXXIII, I, S. 478—518.

[6]) E. WERTH, Das Eiszeitalter, 2. Aufl., Leipzig (Göschen), 1917, S. 100.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Ob die fünfte der von GEINITZ unterschiedenen Phasen, die „Netze-Phase", in dieser Form irgendwann existiert hat, das zu unterscheiden reichen unsere Beobachtungen einstweilen nicht aus.

Die sechste, die „Große Baltische Phase", dürfte auf der ganzen Strecke von der Weichsel (Ostpreußen scheiden wir einstweilen aus unseren Betrachtungen aus) bis nach Holstein wirklich in der von GEINITZ dargestellten Weise vorhanden sein. Die weitere Fortsetzung verläuft aber nicht am westlichen Rande der baltischen Hügellandschaft Schleswig-Holsteins und Jütlands, sondern in dieser Hügellandschaft selber, in bogigem Verlauf die Föhrden umschlingend.

Auf die vier jüngeren von GEINITZ angenommenen Phasen wollen wir hier nicht weiter eingehen; bei ihnen reichen m. E. die Unterlagen für Konstruktionen über größere Gebiete hin einstweilen nicht aus.

Auf der beigegebenen Karte habe ich nun versucht, die großen, sicher erkennbaren zusammenhängenden Eisrandlagen Norddeutschlands zur Darstellung zu bringen. Es handelt sich dabei um zweierlei: einmal die Darstellung dessen, was heute mit genügender Sicherheit festliegt, und zweitens um eine richtige Benennung dieser Hauptphasen, die möglichste Allgemeingültigkeit anstrebt und die die verschiedenartigen bisherigen Bezeichnungen zu ersetzen versucht.

Nicht eine neue „Karte der Endmoränen Norddeutschlands" soll hier gegeben werden, sondern nur eine Darstellung der Haupteisrandlagen. Von den zahlreichen Randlagen, die der Eisrand in Norddeutschland einnahm, sind nur die zur Darstellung gebracht worden, an denen der Gletscher offensichtlich für längere Zeit relativ feststand und die sich über weitere Erstreckung hin verfolgen lassen. Diese Eisrandlagen enthalten in sich durchaus nicht immer die größten „Endmoränenhügel"; sie sind aber stets ausgezeichnet durch das Auftreten großer Sanderflächen. Oft sind regional verbreitete Unterschiede in den Landschaftsformen mit ihnen verknüpft, und meist ist die Art der Entwässerung, insbesondere auch die Lage der Wasserscheide, von ihnen abhängig.

Unter Berücksichtigung dieser Gesichtspunkte lassen sich im ostelbischen Norddeutschland vier hintereinander liegende, zusammenhängende Endmoränenzüge feststellen.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Für den südlichsten Zug schlage ich die schon von WUNDERLICH[7]) angewandte Bezeichnung „Fläming-Phase" vor. Der Verlauf wurde oben schon in den Hauptzügen angedeutet[8]). Er geht von der Schildberger und Trebnitzer Gegend[9]) über das Glogauer Katzengebirge, den Lausitzer Grenzwall und den Fläming zur zentralen Lüneburger Heide (Lüß, Raubkammer, Wilseder Berg). Das Ende des Zuges bilden die Schwarzen Berge bei Harburg. Die weitere Fortsetzung dürfte in Schleswig-Holstein und Jütland zu suchen sein. Da hier aber ein lückenloser Zusammenhang noch nicht feststeht, ist diese Fortsetzung auf die Karte nicht eingetragen. Zu dieser Hauptmoräne scheinen die Moränen des Gräfenhainichener und Schmiedeberger Plateaus eine Vorstaffel, die „Osthannoversche Kiesmoräne" STAPPENBECKS eine Rückzugsstaffel zu bilden.

Die Fortsetzung der „Fläming-Phase" nach O hin ist zu suchen auf einer Linie, die nach einer südwärts gerichteten Ausbuchtung im Warthegebiet etwa über die Pilica-Mündung, Siedlce, Mielnik am Bug zum Westrussischen Landrücken und auf diesem bis Baranowitschi verläuft (Mielniker Randlage)[10]).

Die nächst nördlichere zusammenhängende Eisrandlage nenne ich die „Brandenburgische Phase", weil ihre Moränen im südlichen Brandenburg ihre schönste Entwicklung zeigen und auch nahe südlich der Stadt Brandenburg verlaufen. Sie entspricht im östlichen Teil der GEINITZschen „Südposenschen" Phase[11]). Ihre Moränen sind.

---

[7]) E. WUNDERLICH, Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes, I. 1917.

[8]) Vgl. E. WERTH, Die äußersten Jungendmoränen in Norddeutschland. Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. VI, 1911/12, S. 250 bis 277.

[9]) Die Endmoränennatur des (lößbedeckten!) Trebnitzer Katzengebirges wird von TIETZE (Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1910, I, S. 282) bestritten. Wenn es sich also wohl auch nicht um eine direkte Endmoräne des Fläming-Stadiums handelt, so dürfte doch das Eis der Fläming-Randlage nicht weit nördlich von hier gelegen haben. Eine Mitteilung über dies Gebiet wird nächstens Herr Dr. MEISTER, Berlin, bringen.

[10]) Vgl. hierzu P. WOLDSTEDT, Die Durchbrüche von Schtschara und Bug durch den Westrussischen Landrücken. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1920, S. 215—225.

[11]) Um eine Verwechslung von „Mittel-" und „Süd"posenscher Phase zu vermeiden, wird die letztere als „Brandenburgische" und nur die erstere als „Posensche" bezeichnet.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

wie schon erwähnt wurde, in der Hauptsache von TIETZE nachgewiesen worden und verlaufen vom südlichen Posen über Grünberg—Guben—Sperenberg—Brandenburg nach Havelberg. Die weitere Fortsetzung hat man früher gewöhnlich in einer der mecklenburgischen Außenmoränen gesucht. Aber die in Frage kommenden Gebiete, so z. B. die Perleberger Gegend und die Ruhner Berge, gleichen in ihren Formen durchaus denen der Lüneburger Heide, d. h. den Formen der Fläming-Phase. So ziehe ich die Fortsetzung weiter östlich, und zwar von Havelberg über Wittstock zu der gleich zu besprechenden Posenschen Phase. Es läßt sich nachweisen, daß die Zone zwischen der großen Zechliner Endmoräne (die der gleich zu besprechenden Posenschen Phase angehört) und der eben als Grenze der Brandenburgischen Phase angenommenen Linie ein Toteisgebiet während der Posener Phase war. Dieses Toteis kann nur von einer kurz vorhergehenden größeren Ausdehnung des Eises zurückgeblieben sein, — eben der Brandenburgischen Phase. Weiter nach W hin fehlen dann jegliche Anzeichen von Toteis im Vorland, so daß wir annehmen müssen, daß sich hier die Brandenburgische Phase mit der nächstjüngeren Posener Phase vereinigte. Die interessanten Verhältnisse des Scharungsgebietes der beiden Endmoränenzüge werden an anderer Stelle von mir genauer dargelegt werden. Übrigens kommt K. GRIPP, von morphologischen Gesichtspunkten ausgehend, zu einer ganz ähnlichen Linienführung seiner Grenze zwischen „jungen" und „alten" Formen in Norddeutschland[12]).

Was die Fortsetzung der Randlage nach O hin anbelangt, so habe ich in einer früheren Arbeit[13]) die Vermutung ausgesprochen, sie sei in der oben als Fortsetzung der Fläming-Phase bezeichneten Linie über die Pilicamündung nach Baranowitschi anzunehmen. Ich bin heute jedoch davon überzeugt, daß die genannte Linie nicht die Fortsetzung der Brandenburgischen Phase, sondern der Fläming-Phase ist, mit deren Formen sie die größte Ähnlichkeit zeigt.

Die Fortsetzung der Brandenburgischen Phase ist, wie

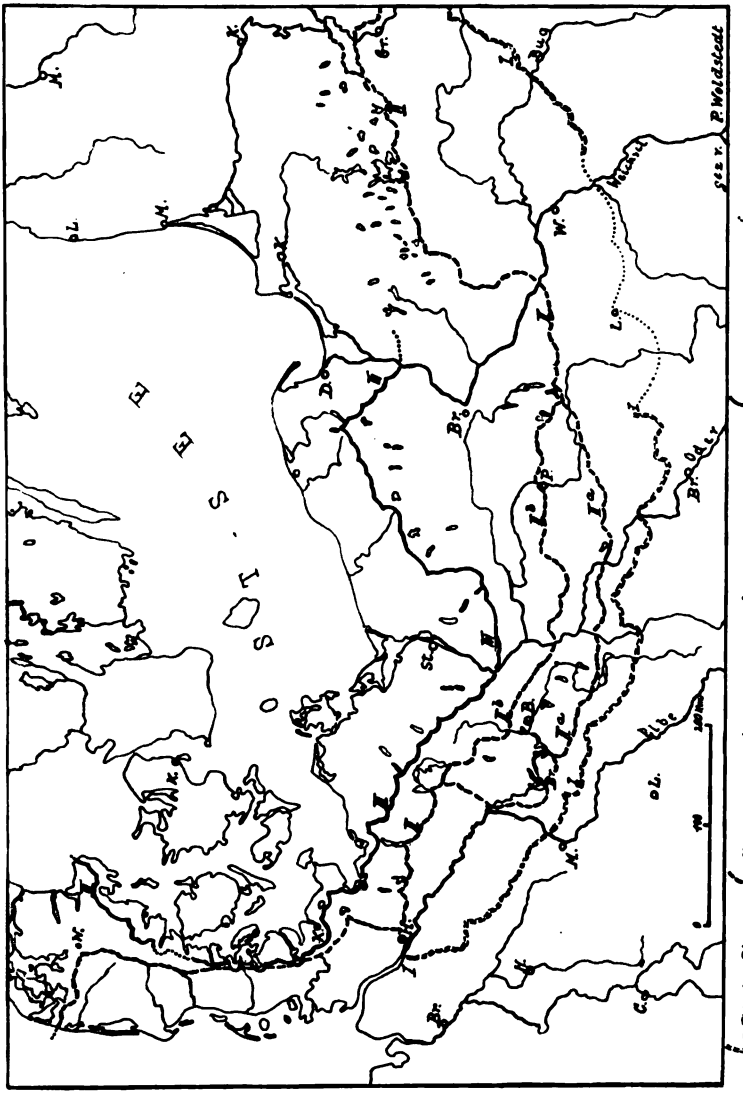
---

[12]) K. GRIPP, Über fossile Abtragungsformen im Diluvium Nordwestdeutschlands. Centralbl. f. Min., 1924, S. 109—114.

[13]) Studien an Rinnen und Sanderflächen in Norddeutschland. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1921, XLII, S. 814.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

dies von Behr und Tietze ja nachgewiesen worden ist[14]), in der Richtung auf Mlava zu suchen. Dabei hat es den



[14]) J. Behr u. O. Tietze, Die Fortsetzung der Lissaer Endmoräne nach Russisch-Polen und die Endmoränen bei Mlawa. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 1912, I, S. 98—114.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Anschein, als ob sie sich in Polen mit der gleich zu besprechenden Posenschen Phase wieder vereinigt, wie sie dies ja auch im W tut. Die weitere Fortsetzung sehe ich mit TIETZE in der großen, das ostpreußische Seengebiet im S begrenzenden Moränenzone, deren große, ausgedehnte Sanderflächen sich zum Narewtal abdachen.

Die nächste große Phase ist die von GEINITZ als „Mittelposensche" bezeichnete, die ich „Posensche" schlechthin nennen möchte. Sie ist im Posenschen besonders typisch entwickelt und verläuft hart nördlich der Stadt Posen. Die „mittelposensche Endmoräne" KORNS, die Moränen von Schwiebus und Sternberg, weiter die Hauptrandlage des Barnimplateaus und die sog. „Südliche Baltische Endmoräne" bei Rheinsberg und Zechlin gehören zu ihr.

Im südlichen Mecklenburg bzw. in der Priegnitz vereinigt sich, wie schon gesagt wurde, diese Randlage mit der vorher beschriebenen Endmoräne der Brandenburgischen Phase. Die gemeinsame Fortsetzung ist die sog. „Südliche" oder „Äußere" Baltische Endmoräne in Mecklenburg und Schleswig-Holstein, weiterhin die das mittlere Jütland durchziehende „Hauptstagnationslinie" USSINGS, die bei Wiborg scharf nach W zur Nordsee hin umbiegt[15]). Ich bezeichne diese im W einheitliche Phase als Jütische", weil ihre Moränen das Rückgrat der jütischen Halbinsel bilden.

Die „Jütische Phase" zerfällt also nach O hin in zwei Unterphasen: die Brandenburgische und die Posensche. Es hat aber, wie schon erwähnt, den Anschein, als ob diese beiden Unterphasen sich weiter nach O hin ebenfalls wieder vereinigen, so daß hier wieder eine einheitliche Phase vorhanden ist.

Die Jütische Phase, im Gebiet zwischen Elbe und Weichsel ihre Brandenburgische Unterphase, bildet die äußere Grenze der glazialen Seenlandschaften Nordeuropas[16]).

Für die letzte große zusammenhängende Phase Norddeutschlands, die „Große Baltische Phase" von GEINITZ,

[15]) N. V. USSING, Danmarks Geologi, 3. Aufl., 1913, S. 278. (Karte.)

[16]) Mit einer bemerkenswerten Ausnahme: dem Rambower und Rudower See, nordöstlich Lenzen! Hat hier zwischen Havelberg und Ludwigslust doch ein kurzer Vorstoß der Jütischen Phase stattgefunden, bei dem die Rambower Schmelzwasserrinne entstand? Oder hat diese eine ganz andere Entstehung (Salz im Untergrund)?

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

wähle ich die Bezeichnung „Pommersche Phase". Sie zeigt in Pommern ihre schönste Entwicklung und ist am längsten von dort bekannt, wo ihr Verlauf seit dem Erscheinen von KEILHACKS Geologisch-morphologischer Übersichtskarte von Pommern festliegt. Die von MAAS[17]) nachgewiesenen westpreußischen Moränen gehören offenbar Zwischenstaffeln zwischen der „Posenschen" und Pommerschen Phase an, ebenso KORNS Drage-Küddowgletscher[18]).

Die Fortsetzung durch Mecklenburg bildet die ja auch seit langem bekannte „Nördliche Hauptendmoräne" Mecklenburgs, die weiterhin die Lübecker Bucht umschlingt und über den Bungsberg in Ostholstein zum inneren Winkel der Kieler Föhrde geht. Hier teilt sie sich in zwei Staffeln, und der weitere Verlauf ist dadurch charakterisiert, daß die Moränen sich jedesmal im Hinterland einer Föhrde nach W ausbuchten, und dabei teilweise über die Jütische Phase hinübergreifen, während sie sich in den Zwischenföhrdengebieten nach Osten zurückbiegen[19]). Denselben Charakter zeigt die weitere Fortsetzung der Moräne in Jütland, HARDERS Ostjütische Endmoräne[20]), die das Festland bei Grenaa verläßt.

Die Fortsetzung der Pommerschen Phase von Hinterpommern nach O hin ist nicht mit genügender Sicherheit bekannt. Sie dürfte — nach einer südlichen Ausbuchtung im Bereich der unteren Weichsel — im nördlichen Teil der preußischen Seenplatte zu suchen sein, derart daß auch hier die Hauptmenge der Seen zwischen der Pommerschen und Jütischen Phase liegen würde.

Wie die Betrachtung gezeigt hat, sind drei große, über weite Erstreckung hin zu unterscheidende Phasen vorhanden: die Fläming-Phase, die Jütische und die Pommersche Phase. Von diesen teilt sich die Jütische Phase im Gebiet zwischen Elbe und Weichsel in zwei Unterphasen auf: die Brandenburgische und die Posensche. Betrachten wir nun nochmals die Verhältnisse in diesem

[17]) G. MAAS, Über Endmoränen in Westpreußen. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 1900, S. 93—147.

[18]) J. KORN, Untersuchungen in der Glaziallandschaft östlich vom Odergletscher. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 1915, II, S. 396—420.

[19]) Vgl. hierzu P. WOLDSTEDT, Die Innere und die Äußere Baltische Endmoräne in der westlichen Umrandung der Ostsee. Centralbl. f. Min. usw., 1925.

[20]) P. HARDER, En østjydsk Israndlinje. Danmarks geol. Unders. II. Raekke No. 19, 1908.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Gebiet zwischen Elbe und Weichsel, so ist über die Altersverhältnisse der vier in jenem Gebiet vorhandenen Phasen das folgende zu bemerken.

Mit Sicherheit kann gesagt werden, daß die drei jüngeren Phasen, die Brandenburgische, die Posensche und die Pommersche, ein und derselben Vereisung, der letzten, angehören, und weiterhin, daß sie zeitlich aufs engste zusammengehören. Denn es läßt sich nachweisen, daß, während der Rand des lebendigen Gletschers an einer der beiden jüngeren Moränenzüge stand, jeweilig mindestens in der Zone bis zur nächstälteren Moräne noch an gewissen Stellen Toteis lag. Das heißt, bei der Bildung der Pommerschen Endmoräne z. B. war im Raum zwischen ihr und der nächstälteren Moräne, der Posenschen, stellenweise wohl sogar bis an die Brandenburgische Phase heran, noch in bestimmten Gebieten Toteis vorhanden[21]). Dasselbe gilt für die Posensche Phase; als das Eis deren Endmoränen bildete, lag im Vorland bis zur Brandenburgischen Endmoräne, aber auch nur bis zu dieser, in vielen Gebieten Toteis.

Bei der Brandenburgischen Phase selber aber liegen die Verhältnisse völlig anders. Wir haben keinerlei Anhalt dafür, daß in ihrem Vorland noch Toteisreste lagen, während die Moränen und Sander der Brandenburgischen Phase gebildet wurden; die Abflußverhältnisse der Schmelzwässer und die gesamten Denudationsverhältnisse weisen auf keinerlei Toteisreste im weiteren Vorland hin. Die merkwürdigen, die Urstromtäler kreuzenden Seenrinnen sind nur in den nördlicheren Tälern bis zur Brandenburgischen Phase vorhanden. Sie verdanken ihre Entstehung Toteisresten, die aus Eisgewölben über subglazialen Rinnen stammten[22]). Diese Gewölbe mußten besonders leicht zusammenbrechen; das Eis fiel nieder in die tiefen Rinnen und wurde gerade an diesen Stellen besonders leicht übersandet und konserviert. In den südlichen Urstromtälern fehlen derartige Erscheinungen völlig.

Das gesamte Gebiet vor der Jütischen (bzw. Brandenburgischen) Phase zeigt wesentlich andere Formen, die auf

---

[21]) Vgl. P. Woldstedt, Die Innere und die Äußere Baltische Endmoräne. Centralbl. f. Min. usw., 1925.

[22]) Vgl. P. Woldstedt, Die Querrinnen in den norddeutschen Urstromtälern. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1925, S. 139/140.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

ein beträchtlich höheres Alter und andersartige Denudationsverhältnisse hinweisen. Steile Böschungen, schroffe Übergänge fehlen; alles erscheint ausgeglichener, insbesondere auch das Gewässernetz, das die Höhen i. A. normal radial zerschneidet[23]).

Durch die eben geschilderten Erscheinungen tritt die ältere Fläming-Phase zu den drei jüngeren Phasen in erheblichen Gegensatz. Augenfällig wird dieser Gegensatz ja besonders dadurch, daß die offenen Seeflächen an das Gebiet der drei jüngeren Phasen gebunden sind. Mit Recht hat TIETZE auf die ganz besondere Bedeutung der Brandenburgischen Phase als Seengrenzmoräne hingewiesen[24]). Ob sie freilich die Grenze einer Vereisung darstellt, das ist nicht ohne weiteres klar; mindestens war sie die Grenze eines besonderen Vorstoßes. Einstweilen läßt sich nur soviel sagen, daß der Zeitraum, den die drei jüngeren Phasen zusammengenommen repräsentieren, kürzer gewesen sein muß als der zwischen der Fläming-Phase und der Brandenburgischen Phase. Ob zwischen den letzteren beiden eine Interglazialzeit oder nur ein Interstadial war, das können wir auf diesem Wege nicht entscheiden. Nehmen wir ein Interstadial, keine Interglazialzeit zwischen den beiden Phasen an, so müssen wir dafür mindestens eine sehr lange Zeitspanne ansetzen, eine Zeitspanne, in der sämtliches von der früheren, größeren Ausdehnung zurückgebliebene Toteis völlig verschwand und in der das Gebiet außerhalb des Brandenburgischen bzw. Jütischen Stadiums die ausgeglichenen, ruhigen Formen annehmen konnte, die es heute hat.

In ihrer Gesamtheit kann man die jüngeren Phasen — die Pommersche, Posensche und Brandenburgische bzw. Jütische — als „Baltische" Moränen bezeichnen. Sie sind nicht nur in der westlichen Umrandung der Ostsee, sondern anscheinend auch im ganzen nordwestlichen Rußland aufs engste mit dem „Baltischen Höhenrücken" verknüpft, von dem sich nur im Gebiet zwischen Elbe und

[23]) Vgl. die Schilderung dieser Formen bei USSING („Bakkeöer" in Jütland, Overs. K. danske Vid. Selsk. Forh. 1903, S. 197), WOLDSTEDT („Präbaltische Gebiete" im westlichen Schleswig, Mitt. d. Geogr. Ges. Lübeck, Heft 26, 1913, S. 89), WOLFF (Das Diluvium der Gegend von Hamburg; Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 1915, II, S. 229) und neuerdings bei GRIPP (Lüneburger Heide usw., Centralbl. f. Min. usw., 1924, S. 109 ff.).

[24]) O. TIETZE, Die äußersten Endmoränen usw., S. 115.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Weichsel die südlichen Staffeln nach S entfernen. In diesem Sinne kann man vielleicht ein Baltisches Stadium unterscheiden, im Gegensatz zu einem Fläming-Stadium[25]).

Ob wir nun eine Interglazialzeit oder ein Interstadial zwischen dem Baltischen und dem Fläming-Stadium annehmen wollen —, jedenfalls stellt der Zeitraum seit dem Rückzug des Eises von der Brandenburgischen bzw. Jütischen Phase nur einen sehr kleinen Bruchteil von dem Ablauf des ganzen Eiszeitphänomens dar. In Schleswig-Holstein hat nachweislich noch Toteis bis zur Jütischen Endmoräne gelegen, als das lebendige Eis bis zur Moräne der Pommerschen Phase reichte. Der gesamte Rückzug von der Jütischen bzw. der Brandenburgischen Phase bis zur Baltischen kann dementsprechend nicht lange gedauert haben. Tatsächlich zeigen ja auch in bezug auf den Verlandungsvorgang die Seeflächen im Brandenburgischen kein wesentlich anderes Aussehen als etwa in Pommern.

Von besonderer Wichtigkeit werden die eben gemachten Feststellungen für die Erkenntnis des Abflußvorganges der Schmelzwässer. Die Gesamtheit der jüngeren Moränen (vom Brandenburgischen Stadium ab) liegt nördlich bzw. nordöstlich der Elbe, die an keiner Stelle überschritten wurde und während dieses Zeitraumes stets den Hauptabflußkanal der Schmelzwässer bildete. Große Umwälzungen haben in diesem relativ kurzen Zeitraum im ostelbischen Flachland stattgefunden. Die Entwicklung der „Urstromtalsysteme“ vom Baruther Tal ab nach N erfolgte Schlag auf Schlag. Jedes von ihnen repräsentiert nur einen kurzen Zeitraum. Das macht uns manches Rätselhafte in ihrem Aussehen erklärlich.

Den Abschmelzvorgang des Inlandeises können wir so in Norddeutschland nur in dem Gebiet bis zum Brandenburgischen Stadium klar erkennen. Nur hier liegen die Erscheinungen unverwischt vor uns. Im ganzen übrigen Gebiet treten eine Menge anderer Faktoren hinzu, die die rein glazialen Erscheinungen verwischt haben.

Vergleichen wir unsere Übersichtskarte mit den älteren Darstellungen, z. B. der vor mehr als 20 Jahren erschienenen Karte Keilhacks[26]), so erscheint der seitdem gemachte

[25]) Zu dem vermutlich auch eine Reihe von Phasen gehören.

[26]) Taf. VII. der Abhandl. von K. Keilhack, Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 1898, XIX, S. 90—152.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Fortschritt, was die prinzipiellen Erkenntnisse anbelangt, gering. Er besteht in dem der Einzelforschung gelungenen tatsächlichen Nachweis der damals zum großen Teil nur vermuteten Moränenzüge. Es bleibt aber das Hauptprinzip, daß zu jeder der Hauptphasen im ostelbischen Deutschland ein großes Randtal, ein „Urstromtal", gehört. Das ist und bleibt die Grundtatsache für die glaziale Hydrographie Norddeutschlands, die durch noch so viele Unstimmigkeiten im Aussehen dieser Urstromtäler im einzelnen nicht aus der Welt geschafft werden kann.

In jüngerer Zeit haben eine kartographische Darstellung der Phasen über größere Erstreckung hin De Geer[27]), Werth[28]) und Soergel[29]), für das „Baltische Stadium" außerdem Ussing[30]), versucht. Der letztere, dessen Karte des Baltischen Stadiums man in vielen Lehrbüchern reproduziert findet, begeht den Fehler, seine Jütische Hauptrandlage mit der Pommerschen Phase in Deutschland zu verbinden. Seine Karte vermengt also zwei Phasen. Die Werthsche Darstellung vermeidet diesen Fehler. Sie nimmt in Deutschland als Fortsetzung der Jütischen Hauptrandlage die nördlichere der beiden Unterphasen, die Posensche. Richtiger ist es, hier die südlichere, die Brandenburgische Unterphase, als die morphologisch bedeutsamere (Seengrenze!) einzusetzen.

Was den Verlauf der Fläming-Phase in Polen und Weißrußland anbelangt, so nehme ich ihn weiter südlich an als Werth.

De Geer bezeichnet die „Jütische Phase", die er im mittleren Norddeutschland mit der „Fläming-Phase" verbindet, als „Daniglazial"; er vermengt darin also auch zwei verschiedenaltrige Phasen. De Geers „Gotiglaziale Phase" fällt in Deutschland mit der Pommerschen Phase zusammen. Wenn er diese dann aber über die dänischen Inseln mit der Schonenschen scharf nach NW umbiegenden Eisrand-

[27]) G. de Geer, Om naturhistoriska kartor övfer den baltiska dalen. Populär Naturvetenskaplig Revu, 1914, Heft 5/6, S. 189 bis 200, mit 4 Karten.

[28]) E. Werth, Das Eiszeitalter, II. Aufl., 1917. Karte am Schluß.

[29]) W. Soergel, Lösse, Eiszeiten und paläolithische Kulturen, Jena 1919, S. 100.

[30]) N. V. Ussing, Danmarks Geologi, 3. Aufl., 1913, S. 261.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

lage verbindet, so kommt er m. E. hier wieder in eine jüngere Phase. Wie ich schon erwähnte, sehe ich als Fortsetzung der „Pommerschen Phase" die Harderscbe Ostjütische Endmoräne an.

Soergel unterscheidet drei Hauptvorstöße der letzten Vereisung. Der erste soll im O bis zu den Trebnitzer Höhen, im W bis nach Halle und Oschersleben gereicht haben. Der Maximalstand des zweiten Hauptvorstoßes fällt im W mit unserer Fläming-Phase, im O mit der Brandenburgischen Phase zusammen. Bei der „I. Rückzugsphase des II. Hauptvorstoßes" Soergels soll das Eis nur im W zurückgegangen (zur Brandenburgischen Phase), im O stehengeblieben sein, während Soergels II. Phase mit unserer Posenschen übereinstimmt. Einen dritten Hauptvorstoß will Soergel in der Großen Baltischen Endmoräne erkennen, in der er in Hinterpommern eine der Maasschen Endmoränen, im Odergebiet Keilhacks Umrandung des Odergletschers und in Mecklenburg die Äußere Baltische Endmoräne, unser Jütisches Stadium, vereinigt.

Wie oben auseinandergesetzt wurde, ist auf Grund der morphologischen Verhältnisse eine Vereinigung der Fläming-Phase mit der Brandenburgischen und Posenschen nicht möglich, während andererseits die „Große Baltische Phase" — unsere Pommersche — keinen besonderen Vorstoß darstellt. Der große Schnitt liegt zwischen der Fläming-Phase und der Brandenburgischen (bzw. Jütischen) Phase.

Zum Schluß noch ein kurzes Wort über die Parallelisierung des Baltischen Stadiums mit den alpinen Glazialbildungen. M. E. muß jeder Vergleich der norddeutschen und alpinen Verhältnisse ausgehen von der morphologisch bedeutsamsten Grenzlinie im jüngeren Diluvium, der Grenze der offenen Seeflächen. Wir kommen dann zu dem Ergebnis, daß die Moränen des „Baltischen Stadiums" in dem oben von mir definierten Sinne mit den Würmmoränen Pencks zu parallelisieren sind, wie dies früher schon von Gagel[31]) geschehen ist. Auf eine Parallelisierung der einzelnen Staffeln soll dabei hier nicht eingegangen werden.

[31]) C. Gagel, Probleme der Diluvialgeologie. Branca-Festschrift 1914. S. 152 ff.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

8. Molasse und Alpen zwischen Lech und Salzach.

Von Herrn Clemens Lebling in München.

(Hierzu Tafel IX.)

Bei Penck, Alpen im Eiszeitalter, I, S. 191, finden sich folgende Sätze: „Der kleine Weilberg an der Westseite des (Kochelsee-)[1])Beckens stellt die Walmseite einer großen südlichsten Molassemulde dar, die hier ihr (östliches) Ende erreicht. (Östlich) neben dieser Mulde liegt dort, wo sich der Flysch unter ihr hervorhebt, der nördliche Teil des Kochelseebeckens." Die südlichste oder „Murnauer" Molassemulde zieht vom Lech — jenseits dessen die Verhältnisse noch wenig geklärt sind — der Flyschzone entlang mit zwei deutlichen Randrippen bis zu jener Walmung, die durch Ostwärtssteigen der Achse und Zusammenschluß der Ränder entsteht. Wer ohne Vorurteil und ohne Vorwissen die Weithofersche Übersicht[2]), die Gümbel'sche Karte[3]) oder auch nur die Lepsius'sche Karte (Bl. 27) betrachtet, muß zu dem selben Schluß wie Penck gelangen, nämlich daß dort unter der in die Luft ausstreichenden Mulde das Liegende zutage tritt, und daß dieses Liegende der Flysch ist. Der Beweis dafür liegt darin, daß die Flyschzone östlich des Beckens — also da, wo die Molassemulde bereits fehlt — genau um die Breite dieser Mulde breiter geworden ist, als sie westlich des Beckens gewesen (s. Taf. IX).

Nördlich der Murnauer Mulde erstreckt sich eine zweite Molassemulde, besser: ein verwickelt gebauter Muldenzug mit der Penzberger und der Haushamer Sondermulde (Pechkohlenbergbau), er endet bei Feilenbach am Westrande des

[1]) Das Eingeklammerte ist vom Verf. beigefügt.

[2]) Weithofer, Mitt. d. Geol. Ges., Wien 1917, Taf. I (Karte); hierzu ders., Jahrb. d. Reichsanst., Wien 1902 (Profile); ders., Das Pechkohlengebiet des bayer. Alpenvorlandes, München 1922, Taf. I, II.

[3]) Geol. Karte von Bayern, 1:100 000, Bl. Werdenfels, auch Miesbach, Berchtesgaden.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Rosenheimer Beckens — wieder durch Ansteigen der Achse gegen O. Wieder verbreitert sich östlich davon, jenseits des Inns, die Flyschzone; auch hier scheint die Flyschzone das Liegende der Molasse zu bilden.

Ein dritter, nördlichster Muldenzug, die äußersten alpinen Falten enthaltend (Peissenberger und Miesbacher Sondermulden mit Bergbauen) erstreckt sich vom Lech ostwärts bis über Traunstein hinaus; er scheint in gleicher Weise zu endigen wie die anderen. Jedenfalls verbreitert sich die Flyschzone östlich der Salzach wieder ganz beträchtlich, als habe sie eine weitere Hülle abgestreift.

Die Skizze bedarf der feineren Durchführung. Die Muldenzüge der Vorlandmolasse können nicht durch abgetragene Sättel miteinander in Verbindung gebracht werden, sondern sie sind gegeneinander verworfen, meist an einer, öfters auch an mehreren Bruchflächen (mit Zwischenschollen). Zu diesen Brüchen gehört, wie gleich bewiesen werden wird, auch die Grenze zwischen Molasse und Flyschzone. Zugleich beobachtet man, daß jeweils die südliche gegen die nördliche Mulde gehoben ist; es äußert sich das darin, daß die Sohle der südlichen Mulde jeweils höher liegt als die der anstoßenden nördlicheren und daß die nördlichere Mulde einen jüngeren Kern hat, als die im S anstoßende. Diese Hebung ist weniger ein Werk der Verwerfung als eines der Faltung. Wohl ist die nördlichste Mulde dem Miocän gegen N aufgeschoben und bei Miesbach die mittlere auf die nördlichste Mulde. Doch andere Brüche zeigen entgegengesetzte Tendenz; so zeichnet GILLITZER[4]) den Bruch zwischen der mittleren und der südlichsten Mulde in der Ammergegend als steil nordwärts einfallende Schubfläche, wobei er sich freilich nur auf einen Aufschluß stützt; auch die Brüche zwischen der mittleren und der nördlichsten Mulde bei Penzberg[5]) werfen die südlicheren Schollen in die Tiefe, aber nicht so weit, daß der hebende Einfluß der Faltung an den gleichen Schollen aufgehoben würde.

Damit kommen wir zurück auf das Endigen der drei Muldenzüge. Zuerst endigt die südlichste Mulde, die am stärksten gehoben ist. Geht man vom Muldenschluß nach O, so zeigt sich schon im Fuchsbühl südlich von Penzberg — aufgefunden von Freund FEICHTMAIER, der auch die Messungen an der Murnauer Mulde vorgenommen hat, —

[4]) Jahrb. d. Reichsanst., Wien 1914, Taf. VI, VII.
[5]) WEITHOFER, a. a. O., 1902, Taf. IV, oder 1920, Taf. II.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Senongrünsand, der ONO streicht und zu der tektonischen Masse des Zwiesels gehört. Diese Masse, bestehend aus Flysch über Kreide + Eocän, hebt sich nun tektonisch und topographisch hoch heraus. Nördlich davon zieht in der Richtung des Bruches zwischen südlichster und mittlerer Molassemulde westlich des Kochelseebeckens nunmehr ein Bruch zwischen Zwieselmasse und mittlerer Molassemulde. Ich behaupte nicht, daß die beiden Brüche identisch sind (Scharnierbruch?), aber ich sehe, daß die südliche Mulde hoch, die mittlere tiefer liegt, und schließe, daß jene gegen diese gehoben und daß deshalb auch die Flysch-Kreidemasse des Zwiesels gegen die mittlere Molassemulde gehoben sei. Mit dem Aufsteigen der Achse der südlichsten Mulde geht ein Ausklingen der südlichsten, zwischen Molasse und Flyschzone verlaufenden Störung Hand in Hand, indem diese Störung nicht ostwärts in den Flysch hineinstreicht[6]). Der Bruch wird also abgelöst durch die Hebung der Mulde, mit einem anderen Wort: durch eine Querflexur. Das gleiche gilt wohl auch für die Endbereiche der mittleren und der nördlichen Molassemulde. Jeweils hört der südliche Bruch auf, steigt die nördlich davon liegende Mulde ostwärts an und entläßt ihr Liegendes an die Tagesoberfläche. Es gibt also keine „Störung erster Ordnung" zwischen Flyschzone und Molasse; es gibt vielmehr vier parallele, kulissenartig gestellte Bruchstörungen[7]) und drei zwischen diesen vermittelnde Flexuren. Der Reihe nach treten die Bruchstörungen in die Grenze zwischen Flyschzone und Molasse ein und zwischen dem Ende eines südlichen und dem Eintreten des nördlicheren Bruches verläuft je eine Flexur. Je weiter im O, desto weiter ist die nacholigocäne Hebung der Alpen nach N vorgedrungen.

Nun könnte eingewendet werden, daß die Hebung der Muldenachsen an sich noch nicht die Möglichkeit von Querstörungen zwischen den Muldenenden und dem östlich davon liegenden Flysch ausschlössen; es seien, mit anderen Worten, an Stelle der Flexuren Querbrüche anzunehmen. Diese Querbrüche würden die Molasse gegen den Flysch verwerfen. Dem ist zu entgegnen, daß Querbrüche, die aus Flysch (und Kalkalpen) in oder an die Molasse herausziehen würden, bis jetzt nirgends bekannt geworden sind.

[6]) Auf Bodens Karte des Flysches zwischen Isar und Loisach (Geognost. Jahresh. München 1924) fehlt eine in Frage kommende Störung.

[7]) bzw. Bruchstörungszonen.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Die Kesselbergbrüche östlich des Kochelseebeckens verlaufen deutlich in den Kalkalpen und in dem Flysch, nicht etwa am Rande des Flysches[8]). Zudem würde ein Querbruch weder im Kochelseebecken noch am Inn und bei Salzburg die Verbreiterung der Flyschzone östlich der Molasse-Muldenschlüsse erklären lassen. Aus dem gleichen Grunde ist auch die Annahme abzulehnen, die südliche Störung schwenke am Muldenschluß in die nördlichere ein. Endlich, welche Bewegung sollte an solchen Querstörungen erfolgt sein? Eine einfache Horizontalschiebung? Dann bliebe wieder die Verbreiterung der Flyschzone unerklärt. Eine Senkung der Molasse gegen den östlichen Flysch? Dann müßte man sich über die Walmung der Mulde wundern, welche bereits eine Senkung der Mulde (nach W), aber eine bruchlose, darstellt. Oder eine Hebung der Molasse gegen den Flysch, der etwa als Schubmasse auf Molasse ruhte? Diese Annahme ist unbeweisbar und stößt, wie die beiden ersten, auf die Unmöglichkeit, in den in N und S angrenzenden Gebieten eine Fortsetzung der angenommenen Querbrüche nachzuweisen.

Ein weiteres Beweismittel ist von stratigraphischer Art. Cornelius[9]) hat in einer wertvollen Arbeit den Geröllbestand der bayerischen Oligocänmolasse untersucht. Für unseren Fall wichtig ist seine Aussage, daß ihm Gerölle aus der Flyschzone in der Oligocänmolasse nicht begegnet sind. Diese Erfahrung deckt sich mit meiner. Ich schließe daraus, daß die Flyschzone schon durch die älteste Molasse bedeckt gewesen ist; ich befinde mich dabei in Gegensatz zu den Schweizer Fachgenossen; sie nehmen, wenn im jüngeren Konglomerat Gerölle aus dem benachbarten älteren Gestein fehlen, nachträgliche Riesenschübe zur Annäherung der beiden einander fremden Massen an, während man nach meiner Ansicht nur etwas tiefer — ein paar hundert Meter — zu denken braucht.

Leider ist die ursprüngliche stratigraphische Grenze zwischen Flysch und Molasse überall durch Störungen oder durch quartären Schutt verhüllt. Aber was wir erfahren haben, genügt für die Aussage:

Das Verhältnis zwischen Molasse und Flysch vom Lech bis zur Salzach kann nur als Auflagerung der Molasse auf dem Flysch gedeutet werden.

---

[8]) Knauer, Mitt. d. Geogr. Ges., München 1910, Karte.
[9]) Verhandl. d. Staatsanst., Wien 1920.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Jenseits der Salzach, in Österreich liegt nördlich der Flyschzone meist die jüngere (miocäne) Molasse, und oligocäne Schichten zeigen sich nur mehr vereinzelt und in einiger Entfernung von den Alpen, bei Amstetten, Molt und Melk[10]). Dies nebenbei.

Die Störung, an der in Österreich der Flysch an das Miocän stößt, ist unsere nördlichste Molassestörung, an der die nördlichste Oligocänmulde an das Miocän grenzt. Wegen der Altersfrage muß ihrer noch besonders gedacht werden. Diese Störung ist eine Überschiebung mit einem Neigungswinkel bis zu 45° herab gegen S; das Oligocän ist nach N über das Miocän geschoben. Schichten von mittelmiocänem Alter sind noch von ihr durchschnitten; sie ist also etwa an der Grenze von Miocän- und Pliocänzeit angelegt worden. Zur gleichen Zeit sind sicher auch Bewegungen an den drei südlicheren Störungen und den zwischengelagerten Zonen erfolgt. Es ist aber auch möglich, daß die Gebirgsbildung im S schon früher eingesetzt hat und mählich nach N gewandert ist. Immerhin, eine Diskordanz innerhalb der Molasse, etwa an der unsichtbaren Grenze zwischen Oligocän und Miocän, oder zwischen jüngerer Meeres- und hangender Süßwassermolasse ist noch nicht nachgewiesen, und die nördlichste Störung ist jedenfalls die stärkste des Molassebereiches.

Wir haben das Verhältnis zwischen Molasse und Flysch kennengelernt. Was für ein Verhältnis besteht nun aber zwischen Molasse und Kalkalpen? Diese Frage deckt sich größtenteils mit der nach dem Verhältnis zwischen Flysch und Kalkalpen.

Das Verhältnis zwischen Flysch und Kalkalpen ist in jüngster Zeit eindeutig geklärt worden. Nachdem bisher von der einen Seite immer wieder die engen stratigraphischen Beziehungen des Flysches zu den Kalkalpen hervorgehoben, von der anderen, nach dem Vorgange Lugeons, die Flysch-Kalkalpengrenze als Ausstrich einer Schubfläche erster Ordnung gedeutet worden war, sind gleichzeitig zwei Angehörige der verschiedenen Schulen, Boden und M. Richter[11]) zu dem Beweise gelangt, daß der bayerisch-österreichische senone Vorlandflysch nicht nur

[10]) Gümbel, Geol. v. Bayern (II), S. 328; Abel, Jahrb. d. Reichsanst., Wien 1903, Verhandl. 1905; Weithofer, a. a. O., 1917, S. 85 ff., Petrascheck, Jahrb. d. Reichsanst., Wien 1920.

[11]) Centralbl. f. Min. usw., 1922 (beide).

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

ursprünglich — mit Grundkonglomerat — auf den Kalkalpen abgelagert worden sei, sondern sogar heute noch an mehreren Stellen den Kalkalpen normal auflagern (so nach BODEN, a. a. O., S. 399, im Trattenbach bei Lenggries a. Isar). Die LUGEON'sche Erklärung des Ostalpen-Nordrandes bricht somit nach zwanzigjährigem Bestehen zusammen.

Da die Molasse dem Flysch auflagert und der Flysch den Kalkalpen, so liegt die Molasse mittelbar auch auf den Kalkalpen. Sie liegt aber auch unmittelbar auf den Kalkalpen. Dies ist der Fall weiter im Innern der Kalkalpen, im Angerberg, des Inntals bei Wörgl (s. Taf. IX). Dort liegen typische Molasseschichten, Konglomerate, Sandsteine, Mergel- und Pechkohlenflötzchen, zwar ohne tierische Fossilien, aber mit entsprechenden Pflanzenresten, wie *Quercus furcinervis*, und entsprechendem Lageverhältnis, nämlich auf unteroligocänen Schichten[12]). Sie sind tief in die Kalkzone eingemuldet und eingebrochen und wegen ihrer Tiefenlage der Abtragung entgangen. Ihre Fazies ist unabhängig von der Umgrenzung, und die Abtragung hat nur den Zusammenhang zwischen ihnen und der Molasse des Vorlandes unterbrochen. — CORNELIUS, ein Anhänger der Deckentheorie, hat gefunden, daß in der tiefsten geröllführenden Zone — im O —, die im Hangenden der älteren Meeresmolasse sich einstellt, mehr zentralalpine als kalkalpine Gerölle vorkommen. Die Kalkalpen sind also damals weniger stark abgetragen worden, als die fernerliegenden Zentralalpen. Ich sehe darin einen weiteren Beweis für das Vorhandensein einer weit ausgedehnten Molassehülle über den Kalkalpen. Gegen die Behauptung von CORNELIUS, daß Zentralgneisgerölle in der Molasse fehlen, muß ich die andere aufstellen, daß solche in der bunten Molasse auf Eck, östlich von Gmund am Tegernsee, in vielen Stücken vorkommen; sie werden auch in anderen Gegenden nicht fehlen. Es ist das, nebenbei bemerkt, das zeitlich erste Auftreten von Zentralgneisgeröllen; in den älteren konglomeratischen Formationen, Cenoman und Gosaukreide, fehlt er. Was für ein Zentralgneis es ist, woher er kommt, wird sich aus den zahlreichen kristallinen Begleitgeröllen noch ermitteln lassen. Im übrigen kann man in der bunten

[12]) SCHLOSSER, Verhandl. d. Reichsanst., Wien 1895, S. 358; ders., Centralbl. f. Min. usw., 1922, S. 181; ders., Neues Jahrb. f. Min. usw., Beil. B. 47, 1922, S. 257; AMPFERER, Jahrb. B. A., Wien 1922, S. 115 ff., 140.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

(Süßwasser-)Molasse die kalkalpinen Gerölle überwiegen sehen, und das um so mehr, je weiter man nach W geht (Klein-Weilberg, Ammertal). Es scheint, daß die jung-oligocäne Gebirgsbildung, deren Ausdruck die Geröllströme sind, aus den Zentralalpen in die Kalkalpen, dann aber in diesen nach W gewandert ist. Das hat schon CORNELIUS angenommen.

Nachdem sich die Grenze zwischen Molasse und Flysch und die zwischen Flysch und Kalkalpen als Störungen geringeren Ranges herausgestellt haben, fragt man sich, ob am Ostalpennordrand überhaupt eine Störung ersten Ranges, eine große Überschiebung nachweisbar sei und ob die Verhältnisse der Molasse in wichtiger Beziehung zu einer solchen stehen. Eine solche Störung ist vorhanden, und zwar anscheinend durchgängig in dem ganzen hier behandelten Gebiet. Es ist die Schubfläche zwischen der helvetischen Kreide nebst Eocän und dem zu den Kalkalpen gehörigen Flysch[13]). Ihre große Bedeutung — sie ist die wichtigste aller Störungen des Alpenrandes in Bayern — ist erst durch BODEN und RICHTER sowie durch KOCKEL[14]) in einer Arbeit über Lage und Rolle der vindelizischen („rumunischen") Barre genau erkannt worden. Die Schubmasse Flysch + Kalkalpen-Nordzone stammt — worin ich mich mit BODEN einig weiß — vom Südabhang der vindelizischen Barre. Der Schub ist in der Mitteloligocänzeit erfolgt, nach N über die vindelizische Barre und über die am Nordabhang desselben einsetzenden helvetischen (KOCKEL) Schichten hin. Die Schubmasse stößt im N an den Brüchen zwischen Flysch + Helvetisch und Molasse ab. Sie muß, da an diesen Brüchen die nördlicheren Schollen gesunken sind, unter der Molasse der gesunkenen Schollen noch weiter nach N reichen. Erst nach der Überschiebung ist die oberoligocäne Molasse abgelagert worden, — deren unterste Lagen wir leider nicht kennen. Dann ist die Molasse und mit ihr die Schub-

[13]) HAHN, Mitt. d. Geol. Ges., Wien 1913, S. 245, 252. ältere Lit.; Zeitschr. d. D. Geol. Ges., 1912, 1914.

[14]) Mitt. d. Geol. Ges., Wien 1922; bezüglich der vindelizischen Barre muß auch REISER, Hindelanger und Pfrontener Berge, München 1922, S. 22 (Geogn. Jahresh. 1923) genannt werden. Die vier gleichzeitigen Arbeiten stimmen in allem wesentlichen überein; die Zeit war erfüllt. Vgl. ferner FÖRSTER und OEBBEKE, Geogn. Jahresh. 1924.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

fläche mit Hangend und Liegend gefaltet worden — was aus den Karten und Profilen von Boden und Hahn[15]) hervorgeht — und sind jene Brüche angelegt worden. Diese Altersbestimmung des Schubes stimmt mit den Ansichten von Kober[16]) und Richter[17]) gut überein. Boden[18]) dagegen meint, daß die Schubmasse erst in mittelmiocäner Zeit vorgerückt und daß die heutige Nordgrenze des sichtbaren Flysches die ursprüngliche, nur rückgewitterte Grenze der Schubmasse sei. Selbst wenn diese Altersbestimmung richtig wäre, so könnte aus Gründen der Erosionstheorie der Nordrand der Schubmasse heute nicht mehr erhalten sein. Aber der heutige Nordrand der sichtbaren Schubmasse ist kein Überschiebungs-, sondern ein Steilbruch- und Flexurenrand, an dem die Schubmasse noch nicht ihr nördliches Ende erreicht. — Wie groß ist die Schubweite? Entsprechend den Verhältnissen bei Salzburg, wo der Flysch unbedeckt von Oligocänmolasse bis an das Miocän vorspringt und sicher noch unter dasselbe hineinreicht, könnte der Flysch auch weiter im W alle drei Oligocänmulden und auch noch einen Streifen Miocän unterlagern. Vorsichtshalber wird man im W, wo auch die Hebung der Alpen nicht so weit nach N vorgedrungen ist, auch mit einer geringeren Vorschiebung der Flyschmasse, etwa bis zur Mitte der Molassezone, rechnen; die Breite der drei Mulden beträgt rund 10 km, der Vorschub bis zur Mitte würde 5 km, nach Ausgleichung der Störungen, die Molasse und Schubfläche betroffen haben, etwa 7 km und nach Abzug der südlichen Molassemulde mit 5 km Breite 2 km betragen. 3 km südlich der mittleren Molassemulde hat das Wiesseer Bohrloch (bei Tegernsee)[19]) die Schubfläche unter dem Flysch durchstoßen und die helvetische Kreide erreicht. Diese muß mindestens noch einmal so weit nach S reichen, weil sie Platz zum Auskeilen gegen ihr Südufer, die vindelizische Barre, braucht; andererseits dürften bei der heftigen Kleinfaltung der Kreide 3 km für jenen Zweck genügen. Dann käme die vindelizische Barre selbst, die, ursprünglich wohl mindestens 10 km breit, während der Überschiebung größtenteils in die Tiefe gedrückt =

[15]) Boden, Geogn. Jahresh. 1922 (Auerberg bei Schliersee!); Zeitschr. d. D. Geol. Ges., 1923, S. 99; Hahn, a. a. O. 1912.
[16]) Mitt. d. Geol. Ges., Wien 1912, S. 376.
[17]) Centralbl. f. Min., 1922, S. 255.
[18]) Ebenda, S. 406.
[19]) Zeitschr. d. D. Geol. Ges., 1923, S. 99.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

verschluckt[20]) worden ist und jetzt zwischen dem helvetischen Südufer im N und dem Flysch-Nordufer im S kaum mehr als ein paar Kilometer breit sein dürfte. Das Flysch-Nordufer im S der vindelizischen Barre ist zugleich die Abrißstelle der Flysch-Kalkalpen-Schubmasse. Zum Ausgleich der jungtertiären Faltung der Schubfläche zwischen Molassesüdgrenze und der Abrißstelle sind noch ein paar Kilometer dem bisher errechneten Betrage hinzuzuzählen. Das ergäbe für die südliche Zone 10—14, für die gesamte Schubweite 12—16 km. Sachverständige werden wissen, was von solcher Schätzung zu halten ist.

Die miocäne Molasse ist ebenfalls von CORNELIUS[21]) und von BODEN[22]) auf ihren Geröllbestand untersucht worden. Das Konglomerat der oberen Meeresmolasse verhält sich sehr ähnlich wie die oligocänen Konglomerate; es ist im O vorwiegend quarzig, im W (so nach meiner Beobachtung im Auerberg) vorwiegend kalkig; doch glaube ich im W, im Auerberg, auch Flyschgerölle gesehen zu haben. Sehr wichtig ist das mittelmiocäne Flinzkonglomerat. Es ist vertreten im Mariaberg (und Adelegg, Kempten), Auerberg (und Kienberg), Peissenberg, Tischberg (Isartal), Taubenberg, Irschenberg (Berbling), die in einer Linie unmittelbar nördlich der nördlichsten Molassestörung liegen und großartige Landmarken darstellen. Die Gerölle sind sämtlich alpin. Weitaus die meisten Gerölle bestehen aus Flyschkieselkalk, daneben sind helvetische Gesteine und seltener kalk- und zentralalpine vertreten. Im Auerberg (Gipfel) habe ich die Nagelfluh auf der der oberen Meeresmolasse auflagern sehen. Meist zeigt sie sich (als einer von mehreren Keilen?) von Flinz unter- und überlagert und geht auch in O—W in einen Flinz über, der offenbar zwischen den Hauptstromstrichen abgelagert worden ist. Auch nördlich von jener Linie kommen an vielen Orten Konglomerate vor. Es sind aber nur mehr linsenförmige Körper, allerseiten von Flinz umgeben und je weiter im N gelegen, desto

[20]) Die Deckentheoretiker, welche sich mit Zahlen zu berauschen lieben, übersehen instinktiv die Tatsache der Verschluckung = In-die-Tiefe-Faltung der Unterlage von Schubmassen und die andere, daß durch die Verschluckung die Schubweite sich wesentlich verkleinert. Der Zusammenschub ist groß, die Überschiebung macht einen Bruchteil davon aus..

[21]) a. a. O.

[22]) Zeitschr. d. D. Geol. Ges., 1923, S. 179.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

ärmer an Kalkgeröll. Etwa von der Breite von München an sind nur mehr kristalline (darunter Zentralgneis) und Kieselgerölle vorhanden; alles übrige ist zu Sand und Ton zerrieben. Im Mariaberg (und W) ist das Vorwiegen der kristallinen Gerölle schon nahe der Alpen zu beobachten. — An-

Vorgänge am bayerischen Alpenrand, Senon- bis Pliocänzeit

S	Kalkalpen	Vindelizische Barre	Helvetisch	N	
Hebung der Flyschzone; Verwerfung, Faltung und Überschiebung der gesamten Molasse					Pliocän
Hebung der Flyschzone; Störung der oligocänen Molasse; Ablagerung des Flinzkonglomerats und des Flinzes					Obermiocän Mittelmiocän
Fortdauer der Gebirgsbildung; Ablagerung der oberen Meeresmolasse					Untermiocän
Fortdauer der Gebirgsbildung; Ablagerung der oligocänen Molasse					Oberoligocän
von Kalkalpen		Überschiebung + Flysch auf	helvetische Falten		Mitteloligocän
Faltung d. Flyschs?		unt. Verschluckung des Vindelizisch.	Faltung der helvet. Gesteine?		
Faltung d. Flyschs?		?	Faltung der helvet. Gesteine?		Unteroligocän
Ablagerung von Eocänflysch		Festland	Ablagerung von Eocänschichten		Obereocän Mitteleocän
Festland		Festland	Festland		Untereocän Dänische Stufe
Ablagerung von Kreideflysch		Festland	Ablagerung von Seewer Mergel		Senon

hangsweise füge ich bei, daß das Konglomerat von Weiherhof (Bonndorf) über Ludwigshafen am Bodensee dem bayerischen Flinzkonglomerat entspricht, nur daß es statt der *Helix sylvana* eine *Melanopsis* und außer den uns vertrauten Geröllen, besonders solche von Quarzfeldspatporphyr, enthält. — Das starke Vorwiegen der Flysch- (und Kreide-) Gerölle beweist, daß in der mittleren Miocänzeit eine heftige Störung die Flyschzone unter Durchbrechung der darüber liegenden

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Molassehülle herausgehoben und der Abtragung überliefert hat. Im O, wo kalkalpine und zentralalpine Gerölle in der Nagelfluh besonders stark zurücktreten, muß die Hebung der Flyschzone geradezu einen Wall vor die Kalkalpen gelegt haben, und man muß sich fragen, ob nicht jene wenigen kalk- und zentralalpinen Gerölle lediglich aus den Konglomeraten der oligocänen Molasse stammen. Die Frage ist nicht von Bedeutung. Bedeutsamer ist die Folgerung, daß auch der nördlich von dem aufgetauchten Flyschgebirge liegende Bereich der Oligocänmolasse von der gleichen Störung betroffen worden sein muß. Wir haben also in den so einfach scheinenden Falten und Brüchen eines südlichen Teiles der oligocänen Masse das Ergebnis nicht nur einer, sondern mindestens zweier Gebirgsbewegungen zu erblicken.

Ich wiederhole die Ergebnisse in einer Übersicht und in einem schematischen Profil (Taf. IX) (S. 194).

Die hier vorgetragenen Ansichten werden bei Fachgenossen, die den tektonischen Ideen der Franzosen und Schweizer fernestehen, keine Überraschung hervorrufen. Auch die Praktiker haben sich längst mit der Tatsache abgefunden, daß Pechkohle südlich der sichtbaren Molassegrenze nicht mehr gefunden werden kann; sie werden dem Nachweis, daß die Molasse über und nicht unter dem Flysch ihre südliche Fortsetzung finde, nur theoretische Bedeutung beimessen. Gleichwohl sind in jüngster Zeit teils mündlich, teils auch schriftlich[23]) recht bestimmt Vermutungen über Bodenschätze der Molasse, die unter den Kalkalpen liege, ausgesprochen worden. Solche müssen meines Erachtens als unbegründet bezeichnet werden.

Daß die hier vorgebrachten Ansichten nicht mit der Deckentheorie vereinbar sind, könnte verschiedene Fachgenossen gegen jene Ansichten einnehmen. Da ist nun der Hinweis von Belang, daß sich Annäherung der westalpinen Auffassung an die ostalpine bemerkbar macht. In der Frage der „Kreidenummuliten" hat sich Arn. Heim den Ansichten von L. Rollier angeschlossen. Es besteht nun — ganz abgesehen von der Altersfrage — Einigkeit darüber, daß die Hauptmassen der bisher sogenannten „ultrahelvetischen Decken" das normale Hangende der nördlichsten helvetischen „Decken" bilden. Daß die entsprechen-

[23]) M. Richter, „Petroleum". 1924.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

den Gesteine — Block- und Konglomeratflysche vor allem — nur im Nordteil des helvetischen Bereichs vorkommen, beweist deren von N her erfolgte Ablagerung. Die klastischen Stoffe hier sind den klastischen Stoffen der helvetischen Kreide in Bayern gleichzustellen, die — wie BODEN nachgewiesen hat — auch im N vorkommen und auf eine nördliche Küste als Ursprungsgebiet hinweisen. Diese Küste ist das vindelizische Gebirge im alten Sinn, die Barre zwischen Helvetisch (= Alpin) im S und Germanisch im N, — nicht zu verwechseln mit dem, was hier bis zu einer besseren Benennung als „vindelizische Barre" zwischen Helvetisch und Kalkalpin bezeichnet worden ist. Es ist nun auch für die westalpine Schule nicht mehr notwendig, an der Ansicht festzuhalten, daß die helvetischen Decken über das Aarmassiv nach N geschoben worden seien. Denn kein „ultrahelvetischer" Fremdkörper trennt sie von ihrem Vorland, sondern eine Küstenfazies verknüpft sie mit diesem. Es wird also außer der ultrahelvetischen Deckengruppe auch die helvetische entbehrlich, bzw. die Überschiebungen, die im helvetischen Bereich zweifellos vorkommen, stellen sich als recht kurz heraus. Endlich muß man sich fragen, ob der von ARN. HEIM eingeschlagene Weg nicht noch weiter führe, zu einem Ziel, das einer Liquidierung der gesamten Deckentheorie (d. h. der Theorie der Überschiebung aus dem S der Zentralmassive — Aarmassiv, Tauern —) gleichstünde. Wir gelangen nämlich von der Frage der Konglomerate und Blöcke auch zur Frage der Klippen, die — wie in Dutzenden von westalpinen Schriften behauptet wird — nicht von den Konglomeraten und Blöcken getrennt werden können. Wenn diese Behauptung richtig ist, wenn andererseits der Block- und Konglomeratflysch des Alpennordrandes im N beheimatet ist, sollte da nicht auch die Klippenfazies im N beheimatet sein, sei es als stratigraphische Unterlage der nördlichsten helvetischen Zone oder als Teil des vindelizischen Gebirges im N der helvetischen Kreidefazies? So glauben wenigstens ROLLIER und besonders unzweideutig ROTHPLETZ[21]). Wer die Gebiete nicht aus eigener Anschauung kennt, kann und soll nicht weiter mitreden, muß und kann abwarten — zwei bis drei Jahre —, daß die Ortskenner ihren Weg selbst durchmessen.

[21]) Alpenforschungen, III., München 1907.

[Manuskript eingegangen am 20. Juli 1924.]

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Nachtrag.

Wie gerufen erscheint eine neue Arbeit von CORNELIUS[25]) die eine weitere Annäherung bringt. CORNELIUS hatte[26]) in der nördlichen Flyschzone des Allgäus — die der helvetischen Zone im N vorlagert — zwei „unterostalpine Decken" aufgestellt, die auf helvetischem Flysch liegen sollten. Nun findet er, daß die untere von diesen „Decken" normal unter jenen Flysch einschließt. Er bezeichnet daher sie und ihren Flysch als „ultrahelvetisch"! Wir schließen folgendes: unter dem nördlichen Allgäuer Tertiär-Flysch liegt eine Kreidemasse, die durch Flysch- und Geröllführung, sowie durch rote Farbtöne (CORNELIUS 1921) sich als nördliche Uferfazies des Helvetischen zu erkennen gibt. — In allerengster petrographischer und räumlicher Beziehung zu dieser Masse steht die obere Decke" von CORNELIUS; diese „obere Decke" ist gleich der Schweizer „Klippendecke" (Chablais—Stockhorn—Mythen), was ein Blick auf die geologische Karte lehrt.

[25]) Verh. geol. Bundesanst., Wien 1925, S. 53 ff.
[26]) Verh. geol. Bundesanst., Wien 1921, S. 141 ff.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

9. Zur Fauna des Oberen Alb mit *Mastigoceras adpressum* Sow. sp. bei Ootmarsum (Holland).

Von Herrn Joh. Böhm in Berlin.

(Hierzu Tafel X.)

Unter den Tiefbohrungen, welche die Ryksopsporing van Delfstoffen in den Jahren 1903—1916 unter der Leitung des Direktors Herrn Dr. van Waterschoot van der Gracht längs der Ostgrenze Hollands ausgeführt hat, sind die drei, welche bei Ootmarsum, Coevoerden und Zuidbarge bei Emmen in den Provinzen Overijsel und Drenthe niedergebracht wurden, am weitesten nach Norden gelegen. Es wurde bei Zuid-Barge in 422,50—504 m Teufe grauweiße, weiche Schreibkreide mit Pyritknollen erbohrt und als Obersenon angesprochen. Die Durchsicht der Kernproben von Ootmarsum und Coevoerden, welche Herr Dr. Tesch, Direktor des Rijksgeologischen Dienst, mir anzuvertrauen die Güte hatte, wofür ich ihm auch an dieser Stelle herzlichen Dank sage, ergab deren altkretazisches Alter[1]).

Ootmarsum.

Unter dem Deckgebirge (Diluvium und Tertiär) wurde in 248 m die Kreideformation erreicht, die Bohrung selbst bei 366 m eingestellt[2]). Es liegen mir Kernproben von 292 m ab vor, diejenigen zwischen 248 und 292 m gehören nach freundlicher Mitteilung des Herrn Tesch demselben Zeitabschnitt wie die tieferen an.

Das Gestein ist ein hellgrauer, milder Ton, der an der Zunge klebt, im Wasser rasch zerfließt und, mit Salzsäure

[1]) Vgl. Joh. Böhm: Kernproben einer bei Ootmarsum in der Provinz Overijsel (Holland) niedergebrachten Bohrung. Diese Zeitschr., Bd. 67, Monatsber. S. 268, 1915.

[2]) van Waterschoot van der Gracht: Eindverslag over de onderzoekingen en uitkomsten van den Dienst der Rijksosporing van Delfstoffen in Nederland 1903—1916, S. 395. 1918. — Gripp: Über das marine Altmiocän im Nordseebecken. N Jahrb. f. Min., B. Bd. 41, S. 53, 1915.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

betupft, lebhaft braust. In 325,10, 325,75, 330,80 und 340,80 m Tiefe ist der Ton dunkelweinrot geflammt. Die organischen Einschlüsse zeigen sich auf nachstehende Tiefen verteilt:

292 m Plattige, faserig struierte Schalenbruchstücke und einzelne Kalkfasern weisen auf Inoceramenreste hin. Ferner liegen *Mastigoceras adpressum* Sow. sp. und *Neohibolites minimus* (List.) var. *media* Stolley vor.
295 m *Neohibolites minimus* (List.) (Alveolarstück von 5 mm Länge); *Lingula* cf. *truncata* Sow.
etwa 300 m *Anomia* cfr. *papyracea* d'Orb., *Inoceramus concentricus* Park. Diese Kernprobe ist nicht mit Tiefenbezeichnung versehen und nach dem Durchmesser geschätzt.
300,4 m Inoceramenbruchstücke
301 m *Serpula subtorquata* Münst.
323 m *Chondrites.*
325 m *Gervilleia* cfr. *rostrata* Sow., *Lingula subovalis* Dav.
326 m *Neohibolites minimus* (List.) var. *media* Stolley, *Inoceramus subsulcatus* Wiltsh.
327 m *Inoceramus concentricus* Park.
331 m *Neohibolites minimus* (List.) var. *media* Stolley.
333 m *Inoceramus concentricus* Park.
335 m *Neohibolites minimus* (List.) var. *attenuata* Sow., *Inoceramus concentricus* Park.
340 m *Anomia* cf. *papyracea* d'Orb.
341 m *Syncyclonema orbiculare* (Sow.)
345,5 m *Inoceramus, Chondrites.*
364 m *Inoceramus* sp. indet.

Herr A. Franke in Dortmund hatte auf meine Bitte die Güte, eine Probe des Gesteins auf Foraminiferen und Ostracoden zu untersuchen, wofür sowohl als auch für die Erlaubnis, die Liste derselben hier veröffentlichen zu dürfen, ich ihm herzlich danke.

Foraminiferen.

s. *Cornuspira cretacea* Rss.
h. *Nubecularia nodulosa* Chap.
h. *Bigenerina* n. sp.
ss. *Textularia trochus* d'Orb.
ns. *Gaudryina gradata* Berth.
ns. *Verneuilina Münsteri* Rss.
ns. *Pleurostomella Barroisi* Berth.
s. *Nodosaria unda* Rss.
ss. „ *prismatica* Rss.
ss. „ *(Dentalina)* cf. *communis* d'Orb.
ss. „ *(Dentalina)* cf. *distincta* Rss.
s. „ *(Dentalina) oligostegia* Rss.
s. „ *(Dentalina) nana* Rss.
s. *Frondicularia planifolium* Chapm.
s. *Lingulina nodosaria* Rss.
ss. *Rhabdogonium acutangulum* Rss.
ss. *Vaginulina Biochei* Berth.
ns. „ *recta* Rss.
ss. *Lagena apiculata* Rss.
s. *Cristellaria gibba* d'Orb.
ns. „ *Schloenbachi* Rss.
s. „ *crepidula* Ficht. u. Moll
ss. „ *subangulata* Rss.
s. „ *perobliqua* Rss.
ss. „ *Strombecki* Rss.
ss. „ *complanata* Rss.
ns. *Polymorphina prisca* Rss.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

ss. *Nodosaria (Dentalina) strangulata* Rss.
ns. „ *(Dentalina) linearis* Röm.
s. „ *deflexa* Rss.
s. *Glandulina mutabilis* Rss.
ss. *Vitriwebbina laevis* Sollas
s. *Ramulina aculeata* J. Wright
s. *Haplophragmium agglutinans* d'Orb.
h. *Anomalina ammonoides* Rss.
h. *Rotalia nitida* Rss.

Vermes.

Serpula subtorquata Münst.

Die freie, langsam an Dicke zunehmende Röhre stimmt mit den Beschreibungen von Goldfuss[3]) und A. Römer[4]) bis auf den einen Umstand überein, daß sie nicht, wie die Abbildungen von Goldfuss und Reuss[5]) zeigen, geradlinig gestreckt bzw. leicht gekrümmt, sondern einen Dreiviertelkreis bildet, wie dies Peron[6]) zeichnet.

Brachiopoda.

Lingula subovalis Dav.

1852 *Lingula subovalis* Davidson: Cret. Brach.[7]), S. 7, Taf. 1, Fig. 29.

Zwei Schälchen von 2 mm Höhe und 1,5 mm Breite stimmen in ihrem verlängert eiförmigen, am Wirbel und Unterrande schmal gerundeten Umriß — von dem erheblichen Größenunterschied abgesehen — mit Davidsons Abbildung überein, so daß sie als Jugendstadien von ***L. subovalis*** Dav. anzusprechen sind.

Lingula truncata Sow.

1852 *Lingula truncata* Sow., Davidson: Cret. Brach., S. 6, Taf. 1, Abb. 27, 30.

Aus einem etwas höheren Niveau liegt ein Schälchen von je 1 mm Breite und Höhe vor, welches sich durch seine Verbreiterung zu dem abgerundeten Stirnrande hin von ***L. subovalis*** Dav. unterscheidet und sich hierdurch als ein Jugendexemplar von ***L. truncata*** darstellt.

---

[3]) Goldfuss: Petrefacta Germaniae. Teil 1, S. 238, Taf. 70, Abb. 11. 1826.

[4]) A. Römer: Versteinerungen der norddeutschen Kreideformation, S. 100. 1841.

[5]) Reuss: Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation. Teil 1, S. 18, Taf. 5, Abb. 24. 1845—1846.

[6]) Peron: Notes pour servir à l'histoire du terrain de craie dans le sud-est du bassin anglo-parisien, S. 133, Taf. 3, Abb. 18—20. 1887.

[7]) Davidson: Monograph of the British fossil Brachiopoda. Vol. 1. Part 2. The cretaceous Brachiopoda. Paläont. Soc. 1852—1855.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Lamellibranchiata.

Gervilleia cf. *rostrata* (Sow.)

Taf. X, Abb. 7.

Die sanft gewölbte linke Klappe fällt allmählich zu dem vorderen und hinteren Flügel ab. Hierin wie in der antemedianen Lage des kleinen spitzen Wirbels und dem Verlauf der Anwachsstreifung zeigt sie Übereinstimmung mit der von Woods[8]) auf Taf. 11, Abb. 17 gegebenen Abbildung von ***G. rostrata*** Sow., doch ist der Umriß zu zerstört, um die Identität der 18 mm hohen und am Schloßrand nur 8 mm langen Schale auszusprechen. Unter dem Schloßrand zieht sich eine einheitliche, nicht durch Querbrücken unterbrochene Rinne, wie sie Woods zeichnet, hin.

Anomia cf. *papyracea* d'Orb.

Zwei linke gewölbte Klappen von 9 mm Länge und 6 mm Höhe stimmen bis auf ihre erheblich geringere Größe in ihrem quer ovalen Umriß und ihrer Wirbellage mit der von Woods[9]) auf Taf. 5, Abb. 14 wiedergegebenen Form überein, so daß ich sie als Jugendexemplare der Cenomanform ansprechen möchte.

Inoceramus subsulcatus Wiltshire.

1911 *Inoceramus concentricus* Park. var. *subsulcata* Wiltsh., Woods: Cret. Lamellibr. 2, S. 269, Taf. 47, Abb. 15—20, cum syn.

Taf. X, Abb. 6, 8.

Von dem vor der Mitte gelegenen Wirbel einer linken Klappe von 37 mm Höhe und 25 mm Länge gehen drei kräftig hervortretende, gerundete Rippen aus, von welchen die beiden hinteren sich oberhalb der Mitte spalten und die zweitletzte sich kurz über dem Unterrand gabelt. Zuwachsstreifung grobfaltig. Durch die Skulptur steht das Exemplar dem von Woods auf Taf. 47, Abb. 12 abgebildeten aus dem Gault von Folkestone nahe.

Eine zweite, erheblich kleinere linke Klappe (Höhe etwa 14 mm), die noch großenteils mit der sehr dünnen Faserschale bedeckt ist, weicht dadurch ab, daß an die hintere der vom Wirbel ausgehenden zwei Faltenrippen sich jederseits über der Schalenmitte je eine Rippe anlehnt und die mittlere sich erneut spaltet.

---

[8]) Woods: A monograph of the cretaceous Lamellibranchia of England, Vol. 1, S. 31, Taf. 5, Abb. 13—16. Paläont. Soc. 1899.

[9]) Woods: Ebenda, Vol. 2, S. 83. 1905.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Cephalopoda.

Mastigoceras gen. nov.

Gekammerte Röhre einmal hakenförmig gekrümmt. Beide Schenkel aneinander geschmiegt. Lobenlinie goniatitisch.

Mastigoceras adpressum Sow. sp.

Tafel X, Abb. 1—5.

1814	*Hamites adpressus* Sowerby: Min. Conch.[10]) 1, S. 140, Taf. 61, Abb. 6
1824	*Hamites adpressus* Sowerby: Dict. sci. nat., Vol. 32, S 189
1840—1841	*Ptychoceras adpressum* d'Orbigny: Céphalopodes[11]), S. 555
1846	„ „ d'Orbigny, Quenstedt: Cephalopoden[12]), S 294
1850	*Ptychoceras adpressum* d'Orbigny: Prodrome[13]), S. 125
1861—1864	„ „ d'Orbigny, Pictet et Campiche: Sainte-Croix[14]), S. 108
1897	*Ptychoceras adpressum* Sow., Parona e Bonarelli: Escragnolles[15]), S. 105
1900	*Ptychoceras adpressum* Sow., Yukes-Browne: Gault[16]), S. 82, 459.

Röhre knieförmig gekrümmt, Schenkel fast gleich lang, Externseite gerundet, Flanken abgeflacht. Der die Wohnkammer und jüngeren Luftkammern enthaltende Schenkel hat eine Länge von 11 mm, von denen nahezu 7 mm auf die erstere entfallen, deren Mündung in der Höhe 2,5 mm, in der Breite 2 mm beträgt. Die Internseite des Schenkels ist konkav eingebogen und scharfrandig gegen die Seitenflächen begrenzt. Die Umbiegungsstelle des Gehäuses (Neumayrs Wende) ist gerundet. Der Gegenschenkel verjüngt sich allmählich und schmiegt sich an die Furche an; seine Externseite ist auf der oberen Hälfte korrodiert, so daß sein Abschluß nicht feststellbar ist. Die Schale ist auf dem verkiesten Steinkern nicht erhalten. Die Lobenlinie zeigt goniatitischen Verlauf, sie besteht jederseits der Siphonallinie aus zwei einfach geteilten Sätteln, die durch einen breiteren

---

[10]) Sowerby: Mineral Conchology of Great Britain, Vol. 1.

[11]) d'Orbigny: Paléontologie française. Terrains crétacés. Vol. 1, Céphalopodes.

[12]) Quenstedt: Petrefakten Deutschlands. Bd. 1. Cephalopoden.

[13]) d'Orbigny: Prodrome de Paléontologie, Vol. 2.

[14]) Pictet et Campiche: Description des fossiles des terrains crétacés des environs de Sainte-Croix. Mat. Paléont. suisse, sér. 3, Vol. 2.

[15]) Parona e Bonarelli: Fossili albiani d'Escragnolles, del Nizardo e della Liguria occidentale. Palaeont italica. Vol 2.

[16]) Yukes-Browne: The Gault and Upper Greensand of England. Mem. geol. Surv. U. Kingd., The cretaceous rocks of England, Vol. 1.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Laterallobus getrennt sind. Externlobus durch einen schmalen Sattel von halber Höhe der Lateralsättel geteilt. Internlobus nicht sichtbar, da durch die Schenkel die Internseite verdeckt wird.

Crustacea.

s. *Cytherina ornatissima* Rss.
s. „ *Lonsdaleana* Jones
s. „ *auriculata* Cornuel
s. „ *interrupta* Röm.
s. „ *triplicata* Röm.
ns. *Cytheridea perforata* Röm.
ns. *Cytheropteron concentricum* Rss.
h. *Cytherella Münsteri* Rss.

Das Vorkommen von ***Mastigoceras adpressum*** Sow. sp., ***Neohibolites minimus*** Sow. sp. und ***Inoceramus subsulcatus*** Wiltsh. weist die sie bergenden Kernproben dem Unteren Oberalb zu. Das erstere Fossil gibt Yukes-Browne[17]) aus Prices Zone 10 des Gault von Folkestone, Spaths Zone mit ***Brancoceras varicosum*** Sow. sp.[18]) an.

Von Interesse ist das Auftreten der in der Kreideformation nicht häufigen Gattung ***Lingula,*** auch möchte ich vorweg auf das von ***Bourgueticrinus*** cf. ***ellipticus*** Mill. im Alb von Coevoerden hinweisen.

Coevoerden.

Nördlich von Ootmarsum, nahe bei Zuidbarge erschloß bei Coevoerden[19]) eine Bohrung in 318 m Tiefe unter Diluvium und Eocän grünlich-graue sandige Mergel von 16 m und darunter ebensolche, rosig geflammte Mergel mit Inoceramen und Belemniten von 41,7 m Mächtigkeit, welch beide als Jura, später als Emscher angesprochen wurden[20]). Die mir vorliegenden Kernstücke haben dieselbe petrographische Beschaffenheit wie die von Ootmarsum und erweisen sich durch ihre Fossilführung

334,01—340,30 m *Cidaris* cf. *dissimilis* Forbes, Spongienrest
344,00—348,66 m *Inoceramus concentricus* Park., *Bourgueticrinus* cf. *ellipticus* Mill.
350,00—354,96 m *Flabellina cordata* Rss.
354,96—360,26 m *Inoceramus concentricus* Park.

als gleichfalls dem Alb angehörig. Eine ebenso genaue Horizontierung innerhalb des Alb, wie sie die organischen

[17]) Yukes-Browne, ebenda S. 82.
[18]) Spath: A monograph of the Ammonoidea of the Gault, Part 1, S. 4. Palaeont. Soc. (1921) 1923.
[19]) van Waterschoot van der Gracht: Eindverslag, S. 396.
[20]) Hufenagel: Het district Oost-Nederland. Jaarsverl. Rijksop Delfst. 1909, S. 77, 1910.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Einschlüsse für Ootmarsum ermöglichten, gestatten die wenigen Formen für Coevoerden nicht.

***Bourgueticrinus* cf. *ellipticus* Miller.**

Die glatten Gelenkflächen eines zylindrischen, 2,5 mm hohen und 3 mm dicken Stielgliedes sinken von dem ungekerbten Rande trichterförmig zu dem gerundeten Nahrungskanal ein und werden, von letzterem unterbrochen, von einem schmalen, niedrigen Wulst überquert. Das Querriff auf der oberen und das auf der unteren Gelenkfläche verlaufen in spitzem, nicht rechtem Winkel zueinander. Dieses Merkmal kennzeichnet die Gattung ***Bourgueticrinus*** d'Orb. In der Oberen Kreide, stellenweise häufig, führte Seeley[21]) ***B. ellipticus*** Mill. auch aus dem Red Chalk von Hunstanton an und zog in dessen Synonymie ***Koninckocrinus rugosus*** Seeley, welchen sodann Yukes-Browne[22]) von ebendort als ***Torynocrinus rugosus*** Seeley angab.

Cidaris cf. *dissimilis* Forbes.

Ein zylindrisches Stachelfragment von 5 mm Länge schließt sich durch den niedrigen Kopf, den schmalen, fein gekerbten Ring und die unmittelbar ansetzenden, gekörnelten Längsstreifen an die von Wright[23]) auf Taf. 3a, Abb. 3 gegegebene Abbildung von ***C. dissimilis*** an. Ein dichtes Netz aus spinnwebfeinen Längs- und Querlinien, in deren Schnittpunkten sich Körnchen erheben, überzieht den Stachel.

Oploo.

Eine bei Oploo unweit Boxmeer in der Provinz Nordbrabant angesetzte Tiefbohrung[24]) erreichte unter der Tertiärdecke bei 498 m die Oberkante der Kreideformation und verblieb in letzterer bis zu 1149 m. Aus 1102 m liegt mir auf einem Kernstück von grauem, mit Glaukonit-, Quarzkörnchen und Glimmerblättchen erfüllten Mergel eine trefflich erhaltene rechte Klappe des ***Inoceramus subcardissoides*** Schlüt.[25]) vor.

---

[21]) Seeley: Notice of Torynocrinus and other new and little-known fossils from the Upper Greensand of Hunstanton. Ann. Mag. Nat. Hist., ser. 3, vol. 17, S. 174, 1866.

[22]) Yukes-Browne: Gault, S. 478.

[23]) Wright: Monograph on the British fossil Echinodermata from the cretaceous formations. Palaeont. Soc. 1864–1882.

[24]) van Waterschoot van der Gracht: Eindverslag, S. 28, 84.

[25]) In einem Aufsatz: *Inoceramus cardissoides* auct. (Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., Bd. 40 (2), S. 67, 1920) habe ich darauf hingewiesen, daß die von G. Müller als *Inoceramus cardissoides*

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Wie hier wurden auch in den zahlreichen Bohrungen im Peelgebiet und in Süd-Limburg[26]) ältere Stufen der Kreideformation als Senon nicht festgestellt.

An dies Südgebiet, und von ihm durch eine nördlich Oploo nach Goch ziehende Störung getrennt, schließt sich QUIRINGS Gelderlandscholle[27]), in welcher auf holländischem Gebiet, von einem Cenomanvorkommen im Osten von Winterswijk[28]) abgesehen, nur Untere Kreide[29]) bekannt ist. Die von BÄRTLING[30]) im nordwestlichen Westfalen unterschiedenen, vermutlich den Osningachsen entsprechenden Sättel setzen nach Holland hinein fort. Nördlich von dem zu äußerst gelegenen aus Wealden, Valendis und Hauterive aufgebauten Schüttorfer Sattel[31]) trafen die Bohrungen Ootmarsum und Coevoerden auf Oberalb. Ob beide Vorkommen in Verbindung miteinander stehen oder sich zwischen ihnen ein weiterer Sattel aufwölbt, kann zurzeit aus Mangel an Aufschlüssen nicht entschieden werden. Weiter nordwärts, erst bei Zuidbarge, nicht bei Ootmarsum und Coevoerden, folgt sodann die Obere Kreide, deren Alter zwischen Cenoman und Senon schwankt.

GOLDF. gegebene und von WOODS übernommene Abbildung nicht diese Art, sondern *In. subcardissoides* SCHLÜT. darstellt. Das gleiche gilt auch für *In. cardissoides* GOLDF. var. *Pachti* ARCHG. *(Archangelski:* Les mollusques du Crétacé supérieur du Turkestan. Mém. Com. géol., n. sér., livr. 152, S. 18, Taf. 3, Abb. 2—4, 1916) Während SCHLÜTER ein Bruchstück vom Unterrande einer sehr großen rechten Klappe dargestellt hat, gab G. MÜLLER die Wirbelpartie derselben Art wieder, an der leider der Flügel mit der anstoßenden längs gefalteten Rippe zerstört ist.

[26]) VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT: Eindverslag, S. 24—30, 436—440, 485—541.

[27]) QUIRING: Über Wesen und Ursprung der postvaristischen Tektonik Nordwestdeutschlands. Diese Zeitschr., Bd. 76, Monatsber. S. 70, Abb. 3, 1924.

[28]) VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT: Eindverslag, S. 81.

[29]) Ebenda, S 385, 395, 403—406.

[30]) BÄRTLING: Über den Gebirgsbau im westfälisch-holländischen Grenzgebiet. Diese Zeitschr., Bd. 76, Monatsber. S. 55—61, 1924.

[31]) BÄRTLING: Ebenda, Taf. 1, Querprofil Isterberg-Bentheim-Ochtrup-Metelen.

[Manuskript eingegangen am 12. März 1925.]

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

10. Beiträge zur Kenntnis des Frankenjura. Die Kreideablagerungen und die Verkieselungserscheinungen im Frankenjura südlich der unteren Altmühl.

Von Herrn Franz Xaver Schnittmann in Freiburg (Schweiz).

(Mit einer Kartenskizze im Text.)

Einleitung.

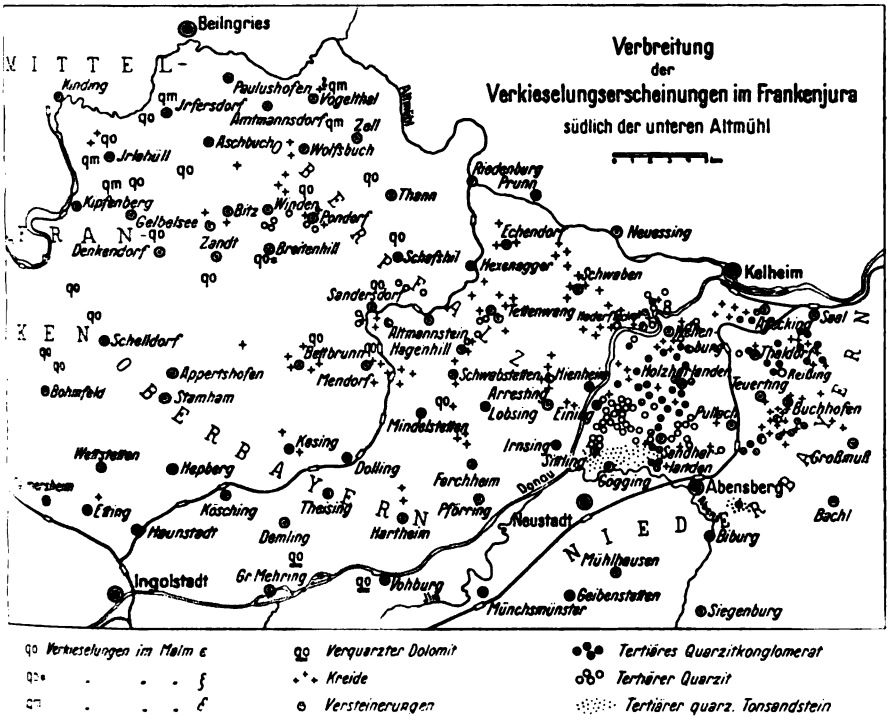
Angeregt durch die Arbeiten Th. Schneids[1]) und L. Lehners (Nürnberg)[2]), von denen der erstere die Spuren der Kreide zwischen Eichstätt und Neuburg an der Donau, der letztere die sogenannte Fränkische Kreide westlich und nördlich von Amberg einer eingehenden Bearbeitung unterzogen haben, entschloß sich der Verfasser, das oben genannte Gebiet, welches sich dem Arbeitsgebiet Schneids im O anschließt, nach Resten von Kreideablagerungen zu untersuchen. Auf diesen Gedanken brachten ihn zahlreiche am Limesanfang, am Haderfleck und bei Weltenburg gefundene Hornsteine und Sandsteine, die ihren Fossilien nach nicht aus dem Jura, sondern, wie sich bald herausstellen sollte, nur aus der Oberen Kreide stammen konnten. Aber neben Hornsteinen und feinkörnigen Sandsteinen der Kreide fanden sich auch andere, mit diesen oft zum Verwechseln ähnliche Verkieselungen und Hornsteine, die nach ihren Versteinerungen dem Jura angehören mußten. Endlich fielen dem Verfasser zahlreiche Blöcke quarzitischer Gesteine auf ohne jedes Petrefakt, die man zum Tertiär stellen muß. So entwickelte sich denn die geplante Arbeit über die Kreide im Gebiet südlich der unteren Altmühl im Laufe der Zeit zu einer solchen über die Verkieselungserscheinungen in diesem Gebiete. Die Grenze des be-

[1]) Vgl. „Geognostische Jahreshefte" 1914, XXVII.

[2]) Die Gliederung der fränkischen albüberdeckenden Kreide. Centralblatt für Mineralogie usw. 1924. Nr. 6. S. 176.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

arbeiteten Gebietes ist im N die Altmühl, im W die Straße Kipfenberg—Böhmfeld—Gaimersheim—Ingolstadt, im S die Donau von Ingolstadt bis gegen Neustadt; dort überschreitet sie die Donau und folgt der Straße Neustadt—Abensberg—Bachl. Die Ostgrenze ist der Feckinger Bach. Das Gebiet



umfaßt also Teile der vier bayerischen Kreise Ober- und Niederbayern, Oberpfalz und Mittelfranken.

I. Gesteine der Kreide.

Der Kreideformation gehören im untersuchten Gebiete Gesteine verschiedener Korngröße an, bei denen in seltenen Fällen noch Kalk in mehr oder weniger reichlicher Menge vorhanden oder aus welchen er meist gänzlich verschwunden ist. Einerseits gelangen wir von grobkörnigen tonigen oder kalkigen zu ganz feinkörnigen hornsteinartigen Sandsteinen und endlich zu echten Hornsteinen, andererseits finden sich Kalksandsteine mit kalkigem Bindemittel und

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

solche mit Kalk in Spuren bis zu vollständig entkalkten Eisensandsteinen. Mit dem Kalziumkarbonat verschwindet auch immer mehr der Glaukonitgehalt. Einige Typen sollen herausgegriffen werden.

Ein charakteristischer grünlich-grauer Kalksandstein mit oft über 1 mm³ großen Quarzkörnern und zahlreichen kleinen Glaukonitkörnern kommt sehr selten in den Wäldern zwischen Pullach und Abensberg vor. Mitunter zeigt er infolge teilweiser Verwitterung des Glaukonits braune Flecken. Die Spaltungsfläche des Kalzits, der das Ganze bindet, erkennt man schon am Glanze. Reste von ostreenartigen Bivalven sind im Querschnitt deutlich sichtbar. Im Dünnschliff zeigen die meist kantengerundeten, zum Teil zertrümmerten Quarzkörner zahlreiche Einschlüsse. Die gewöhnlich noch frischen Glaukonitkörnchen sind rundlich, halbrund oder stäbchenförmig. Auch in die Lücken der Quarzkörner ist Glaukonit eingedrungen. Die Zwischenräume zwischen den Quarzkörnern sind mit Kalzit angefüllt. Neben Trümmern von Bivalvenschalen begegnet man zahlreichen Foraminiferen, die meist zu den Gattungen *Giroidina*, *Operculina* und *Spirolina* (cfr. *aequalis* Röm., S. 98, T. 15, F. 27) gehören dürften.

Sehr großer Verbreitung dagegen erfreuen sich verschiedene Arten von Eisensandstein und die gewöhnlich als Amberger Trippel[3]) bezeichneten Gesteine. Sehr versteinerungsreich ist der feinkörnige hellgelbe bis braune Eisensandstein südlich vom Dorfe Buchhofen nordöstlich von Abensberg bei der dortigen auf dem Palmberg befindlichen Kapelle. In diesem Gestein ist noch Kalk in Spuren vorhanden, auch die Versteinerungen haben zum Teil noch Kalkschalen. Ferner beobachtet man im Dünnschliff noch verhältnismäßig häufig rundliche bis stäbchenförmige Glaukonitkörnchen, oft aber läßt nur mehr dilutes braunes Pigment auf die ehemalige Anwesenheit von Glaukonit schließen. Sonst sieht man im Dünnschliff neben Muskovitfetzen größere, wenig gerundete Quarzkörner, eingebettet in ein förmliches Netz tonig-limonitischer Grundmasse und kleinerer Quarzpartikel mit zahlreichen Lücken, die wohl infolge der Auslaugung des Kalzits entstanden sind. Partien

---

[3]) Der Verfasser bedient sich dieses den bayerischen Geologen für entkalkte, feinkörnige Eisensandsteine geläufigen Ausdrucks, wiewohl Gümbel (Ostbayerisches Grenzgebirge 1868, S. 712) dessen Unrichtigkeit betont hat (Amberger Trippel = gaise [frz.]).

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

von Chalzedon sind häufig. Nicht selten sind gebräunte Foraminiferen, wie *Textularia, Globigerina, Rotalia, Nodosaria.*

Ähnlich verhält sich ein gelb- und rotgebändertes, trippelartiges Gestein mit Manganflecken von Staubing an der Donau bei Weltenburg; aber hier ist der Glaukonit gänzlich verschwunden; limonitisches Pigment, stellenweise stark angehäuft, deutet auf sein früheres Vorhandensein hin. Der Kalzitgehalt ist jedoch noch beträchtlicher als beim vorigen Gestein. Es kann sich dabei aber auch um nachträgliche Infiltration von kohlensaurem Kalk handeln. Auch dieses Gestein ist porös, und die Hohlräume zeigen Quarz und Chalzedon, der wohl, aus der Art der traubig-halbkugeligen Hohlraumausfüllungen zu schließen, aus Opal entstanden sein dürfte. Also tritt uns bereits hier eine typische Verkieselung entgegen. Neben Negativen von *Spongien*nadeln findet man an organischen Resten nur *Globigerinen.*

Ein weiteres Gestein von Weltenburg mit noch feinerem Korn (Korngröße etwa 0,01 mm³) zeigt Chalzedon in achatmandelähnlichen Hohlraumausfüllungen, ferner Limonitpigment in tonig-quarziger Grundmasse und ist reicher an Foraminiferen *(Rotalia, Globigerina, Textularia)* und *Spongien*nadeln. Solche Eisensandsteine von mehr oder weniger feinem Korn, „Trippel", finden sich nun zahlreich um Weltenburg auf den Höhen südlich und nördlich des Dorfes links und rechts der Donau. Bei manchen tritt, wie im Dünnschliff zu bemerken ist, Chalzedon, kenntlich durch Aggregatpolarisation, noch deutlich neben mehr oder weniger vorherrschenden, meist scharfkantigen Quarzkörnern deutlich hervor. Sie zeigen noch z. T. einen schwachen Glaukonitgehalt, z. T. sind Limonitflecken an seine Stelle getreten. Glaukonit und Limonit sind gerne an Stellen, wo Foraminiferen und Spongien häufiger sind. Diese Art von Gesteinen ist sehr weit verbreitet. Ja, diese feinen Eisensandsteine lassen mit größerer Sicherheit auf die ehemalige Verbreitung der Kreide schließen, als die mit ihnen vorkommenden und häufig mit ihnen verwachsenen Hornsteine. Sie finden sich außerhalb des besprochenen Gebietes, z. B. zwischen Kareth und Regensburg; zwischen Poikam und Kapfelberg bei Kelheim liegen sie im Niveau der Reinhauser Schichten über Grünsandstein und Eybrunner Mergel. Diese Vorkommen bieten, abgesehen vom Fossil- und bisweiligen Glaukonitgehalt, eine sichere Vergleichsbasis mit ähnlichen Gesteinen anderer Gegenden,

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

wo zwar die Kreide noch vorhanden ist, aber nur in spärlichen Trümmern, und deshalb die Kartierung nicht mehr lohnt. Man findet diese Brocken feineren Eisensandsteins mit Hornstein verwachsen außer an den bereits genannten Orten auf dem Igelsberg bei Saal, auf den Höhen zwischen Affecking und Weltenburg, bei Thaldorf und Teuerting, in der Gegend von Ober- und Unterschambach, nördlich von Abensberg und westlich von Pullach. Sie erscheinen dann wieder am Limesanfang, um Schwaben herum; vereinzelt trifft man sie noch bei Oberhartheim südlich der Römerstraße, ferner bei Etting nördlich Ingolstadt, bei Tettenwang (hier mit Muschelresten), Pondorf, Winden, Wolfsbuch, Irfersdorf. Der fernste Fundort im NW des untersuchten Gebietes war die Gegend von Gebelsee und Irlahüll, wo man sie etwas grobkörniger antrifft.

Unter der Gruppe der Kreidesandsteine sei noch ein Gestein vom Nordwestabhang des Igelsberges bei Saal erwähnt. Es ist dies ein grober, eisenschüssiger Sandstein, gelbbraun bis bräunlich schwarz, stellenweise wegen des ihm eigenen Tongehaltes weißlich gefärbt, mit bis 1 cm³ großen Quarzkörnern, wie man ihn ähnlich ausgebildet am Schutzfelsen bei Sinzing oder am Westabhang des Keilsteins in der Nähe Regensburgs beobachtet.

Die Stellung des sehr feinkörnigen, bräunlich-gelben „Trippels" von Vogelthal bei Beilngries mit Chalzedon und Quarz, der einen merkwürdigen nichtjurassischen Ammoniten aufwies, ist noch unsicher.

Zur Kreide sind ferner zahlreiche, wenigstens äußerlich meist rötlich bis gelblich gefärbte Hornsteine zu stellen; doch ist ihre Zugehörigkeit zur Kreide weniger sicher; denn auch jurassische Hornsteinbildungen können mitunter stark durch Eisenoxydhydrate gebräunt sein, umgekehrt sind Kreidehornsteine, besonders innen, öfters grau, wie die zuweilen sie begleitenden Jurahornsteine; ja auch tertiäre Quarzite und Jaspisse können leicht zu Verwechslungen Anlaß geben; doch entscheidet in solchen Fällen immer die mikroskopische Untersuchung.

Solche Hornsteine von Weltenburg sind, wie die meisten kretazischen Hornsteine, noch ziemlich scharfkantig polyedrisch begrenzt, zeigen gelblichbraune Farbe, Manganflecken und haben eine kieselige, weiße

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Rinde (Opal? wohl schon Chalzedon)[4]). Im Dünnschliff beobachtet man etwa 0,01 mm³ große Quarzkörnchen, Chalzedon in traubigen Formen, Limonit als feinen Staub und als Pigment und Tonsubstanz, besonders in Hohlräumen; an Tierresten sind *Globigerina, Rotalia, Textularia* und *Nodosaria* gut erkennbar. Mit Limonit ausgefüllte Hohlräume in Gestalt von *Spongien*nadeln zeigen deren ehemalige Anwesenheit an. Auch die vorhandenen Foraminiferen weisen nicht selten dichtes Limonitpigment auf, das sicherlich aus früher vorhandenem Glaukonit entstanden ist. Ähnlich ist ein Hornstein von Pondorf, der auch im Innern rötlichbraune Farbe aufweist, außen findet man zuweilen Mangandendriten. Unter dem Mikroskop bemerkt man außergewöhnlich kleine Quarzkörner, Chalzedon, Tonsubstanz, dichtwolkiges limonitisches Pigment, kohlige Substanz, Foraminiferenreste mit Limoniteinschlüssen, besonders häufig aber mit Limonit ausgefüllte Hohlräume von Kieselspongien. So kann wohl kein Zweifel mehr sein über das kretazische Alter dieses Hornsteins.

Ein beträchtlicher Teil der braunen Hornsteine, die mit Eisensandstein und Trippel an den obenerwähnten Fundorten zusammen vorkommen, dürften der Kreide zuzurechnen sein. Fehlen die genannten Begleiter, so geben manchmal mitvorkommende Fossilien darüber Aufschluß, ob es sich um kretazische oder um jurassische Hornsteinbildungen handelt. In tertiären Quarziten wird man vergeblich nach Versteinerungen suchen. Wie schon erwähnt, leistet in jedem Fall das Mikroskop für die Unterscheidung der drei Gruppen von Gesteinen gute Dienste.

Sicher kretazischen Alters dürften also sein die Hornsteine von Buchhofen, Großmuß, Einmuß, Igelsberg, Teuerting, Affecking, Stausacker, Haderfleck, Schwaben, Schlott (bei Riedenburg), Hienheim, Tettenwang, Hagenhill, von der Schanze bei Forchheim, von der Römerstraße bei Hartheim, die von Kasing, vom Köschinger Waldhaus, zum Teil auch die von Bettbrunn, Sandersdorf, Pondorf, Wolfsbuch, Zandt, Bitz, Kirchbuch, Hexenagger, Echendorf; bei denen von Thann, Schafshill, Schelldorf, Böhmfeld, Stammham bleibt die Zugehörigkeit zur Kreide wegen mangelnder Versteinerungen unsicher. Auch sind dieselben noch nicht mikroskopisch untersucht worden. Merkwürdig sind die blau-

[4]) Gümbel (Ostbayer. Grenzgebirge. S. 714) redet von einem Kascholongüberzug auf Hornsteinen der Reinhauser Schichten.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

grauen Hornsteine von Abensberg und vom Igelsberg bei Saal. Die Abensberger zeigen Manganflecken, die Igelsberger einen schwärzlichblauen Kern mit blaugrauer Rinde und sind mit einem braungrauen, grobkörnigen, quarzitischen Sandstein verbunden. Unter dem Mikroskop sieht man Limonit als Pigment und als Körnchen in Hohlräumen. Quarz findet sich in diesen Höhlungen und auch in der noch häufig achatähnlichen Grundmasse. In dem sie begleitenden Sandstein trifft man die für Kreidegesteine charakteristischen Foraminiferen. Auch Kalzit ist noch in Spuren vorhanden, aber kein Glaukonit. Ähnliche graue bis bläulichgraue Hornsteine kommen im Grünsande von Kapfelberg vor.

Wenn man die Gesteine des untersuchten Gebiets mit den Funden SCHNEIDS in der Gegend zwischen Neuburg und Eichstätt vergleicht, wozu dem Verfasser durch die Güte des Herrn Professors BROILI in München Gelegenheit geboten wurde, so fällt manche Ähnlichkeit zwischen den beiden Gebieten auf. Der jungkretazische Eisensandstein von Wellheim gleicht gar sehr den oben erwähnten Eisensandsteinen von Winden, Pondorf, Weltenburg usw., der dichte glaukonitische Quarzit von ebendaher hat Analoga in manchen Gesteinen von Weltenburg und Buchhofen, der jungkretazische Grobsandstein von Hagenacker hat seine Parallele in einem ähnlichen Gestein vom Igelsberg, der braungestreifte dichte Quarzit von Eichstätt erinnert an ähnliche Vorkommen bei Weltenburg, der tiefblaue dichte Quarzit von Mauern gemahnt an den mit graublauen Hornstein verbundenen quarzitischen Sandstein vom Igelsberg. Der Bryozoensandstein von Solenhofen und Mörsheim ist zwar gröber als das Buchhofener Vorkommen, doch sind im letzteren auch Bryozoen nachgewiesen. Die jung kretazischen dichten Quarzite von Wellheim haben Ähnlichkeit mit den allenthalben im Gebiet südlich der unteren Altmühl gefundenen Kreidehornsteinen. Ob man noch dichter Quarzit oder schon Hornstein sagen soll, ist manchmal Geschmackssache, da mancherlei Übergänge existieren. Ob man aber die Quarzhornsteinbrekzie von Mörnsheim (Transgressionskonglomerat) und der quarzitische Sandstein mit Hornsteinknauern von Achsenfeld bei Eichstätt, die ganz verdächtig unseren konglomeratischen Quarziten gleichen, in die Kreide oder ins Tertiär

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

stellen soll, ist nicht leicht zu entscheiden, da aus SCHNEIDS Dissertation nicht entnommen werden kann, ob er kretazische Fossilien darin entdeckt hat oder nicht[4a]).

Die oben als kretazisch bezeichneten Gesteine lassen also durch ihre Ähnlichkeit in ihrem petrographischen Charakter mit solchen der Umgebung Regensburgs und des Neuburg-Eichstätter Juras erkennen, daß sie wirklich der Oberkreide angehören. Die Fossilfunde bestätigen diese Schlußfolgerung; denn außer typischen kretazischen Foraminiferen und Spongiennadeln haben sich noch mancherlei andere tierische Reste gefunden. Die Petrefakten konnte der Verfasser dank dem Entgegenkommen der Herren Hochschulrektor KILLERMANN und Professor PRIEHÄUSER in Regensburg, mit den Funden GÜMBELS, BRUNHUBERS, SINGERS u. a. in den dortigen Sammlungen des Lyzeums und des Kreises Oberpfalz und Regensburg vergleichen. Professor BROILI in München ließ ihn gütigst die GERSTERschen Originale von der Kreide Ortenburgs und SCHNEIDS Belegstücke zu seiner Dissertation besichtigen. Das Ergebnis dieses Vergleiches und der Bestimmung mit Hilfe der einschlägigen Literatur[5]) war die Feststellung folgender Arten:

[4a]) Jedenfalls sind die Belegstücke von diesem Vorkommen in der Eichstätter Lyzealsammlung keine Transgressionskonglomerate der Kreide, sondern sicher tertiäre Quarzitkonglomerate.

[5]) RÖMER, Fr. Ad., Die Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebirges. Hannover 1841.

GEINITZ, HANS BRUNO: Das Quadersandsteingebirge in Deutschland. Freiberg 1849.

—: Charakteristik der Schichten und Petrefakten des sächsischen Kreidegebirges. Nr. 1—3. Dresden-Leipzig. 1839—42.

REUSS, A. E.: Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation. Stuttgart. I. 1845—46. II. 1846.

GÜMBEL, C. W.: Verzeichnis der in der Sammlung des zoologisch-mineralogischen Vereins in Regensburg vorfindlichen Versteinerungen aus den Schichten der Procän- oder Kreideformation aus der Umgebung von Regensburg. Correspondenzbl. d. zoologisch-mineralogischen Vereins in Regensburg. 22. Jahrg., 1868; Nr. 4—5.

—: Geognostische Beschreibung Bayerns. Das ostbayerische Grenzgebirge. Gotha 1868, S. 698.

—: Geognostische Beschreibung der fränkischen Alb. Cassel 1891.

SCHLÜTER, CLEMENS: Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. 1.—5. Lief. Paläontogr. Cassel, 1872—76.

KRENKEL, E.: Zur Gliederung der Kreideformation in der Umgebung von Dresden. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Gesellschaft 1914. Bd. 66, S. 25 B.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Dromilites sp. Haderfleck.
Pollicipes sp. Buchhofen.

Serpula planorbis Gein.

Gein. 3. S. 65, T. 22, F. II.
Reuss. 2. S. 106, T. 42, F. 19—21. Buchhofen.

Area sp. Buchhofen.

Exogyra columba Lam.

Reuss 2. S. 43, T. 31, F. 1—4. Haderfleck. Limesanfang. Weltenburg. Tettenwang.

Exogyra sigmoidea Reuss.

Reuss 2. S. 44, T. 27, F. 1—4. Buchhofen.

Gryphaea cfr. *vesicularis* Lam.

Reuss 2. S. 37, T. 29, F. 21—22. T. 30, F. 1—4. Buchhofen.

Avicula cfr. *acutistriata* Mstr. Haderfleck.

Inoceramus labiatus Brocn. (*Inoc. mytiloides* Mantt.[6]).

Inoceramus cfr. *latus* Sow. (= *Inoc. hercynicus* Petraschek) Weltenburg. Haderfleck. Buchhofen.

Modiola cfr. *aequalis* Sow.

Reuss 2. S. 15, T. 33, F. 10.

Pecten asper Lam.

Reuss 2. S. 30, T. 40, F. 1. Weltenburg. Haderfleck. Buchhofen. Sandersdorf.

Pecten cfr. *spathulatus* Röm. Buchhofen.

Röm. S. 59, T. 8, F. 5.

---

[6]) Böhm, Johann: Inoceramen aus dem subhercynen Emscher und Untersenon. Ebenda 1915. 67 Bd., S. 99 B.

Brunhuber, Dr. A.: Die geologischen Verhältnisse von Regensburg und Umgebung. Ber. d. Naturwissensch. Vereins zu Regensburg. 15. Heft. 1914—17.

Seitz: Die stratigraphisch wichtigen Inoceramen des norddeutschen Senons. Diese Zeitschr. 1921. Bd. 73. S. 99 B.

Löscher, W.: Zum Bett des *Actinocamax plenus* Blainw. Ebenda 1916. Bd. 68. S. 39 B.

Böhm, Joh.: Über Granulatenkreide u. Turon bei Rewal in Pommern. Ebenda 1912. Bd. 72. S. 264 B.

Bärtling, R.: Transgressionen, Regressionen und Faziesverteilung in der mittleren und oberen Kreide des Beckens von Münster. Ebenda 1920. Bd. 72. S. 161 B.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Pecten laminosus MANTT.

REUSS 2. S. 27, T. 39, F. 5. Arresting. Weltenburg.

Pecten cfr. *laevis.* NILSS.

GEIN. S. 83, T. 21, F. 9. Buchhofen.

Pecten hispidus GOLDF.

REUSS 2. S. 30, T. 39, F. 19. Buchhofen. Weltenburg.

Pecten granulifer REUSS.

REUSS 2. S. 28, T. 39, F. 9. Buchhofen.

Janira quinquecostata LAM.

Buchhofen. Weltenburg. Tettenwang.

Limatula cfr. *decussata* v. MÜNSTER.

REUSS 2. S. 32, T. 38, F. 15.
GÜMBEL, Regensbg. Petref. S. 72. Haderfleck. Stausacker. Buchhofen.

Spondylus cfr. *fimbriatus.* GOLDF.

GEIN. S. 82, T. 20, F. 45. Buchhofen.

Cardium aff. Eggeri GÜMB.

GÜMB., ostbayer. Grenzgebirge S. 765. Buchhofen.

Rhynchonella plicatilis SOW.

REUSS 2. S. 47, T. 25, F. 10—13. Haderfleck. Buchhofen.

Magas Geinitzii SCHLÖNB. (*Terebratula hippopus* REUSS).

REUSS S. 52, T. 56, F. 14.
GÜMB. Regensbg. Petref. S. 76, T. 2, F. 6a-e. Haderfleck.

Bryozoen, div. sp. Buchhofen.

Micraster cfr. *cor. testudinarum* GOLDF.

GÜMB. Regensbg. Verstein. S. 78 Weltenburg.

Pseudodiadema sp. Weltenburg.

Echinopsis cfr. *pusilla* RÖM.

RÖMER S. 30, T. 6. F. 10a-b. Buchhofen.

Thecopsis u. a. Kieselschwämme (Nadeln).

Cfr. ZITTEL-BROILI. S. 56 u. 59. Weltenburg. Pondorf.

Globigerina sp. Pondorf. Staubing. Weltenburg. Buchhofen. Abensberg.

Textularia sp. Weltenburg. Staubing.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Rotalia sp. Pondorf. Buchhofen. Abensberg.
Gyroidina cfr. *Caracolla* Röm.

Römer S. 97, T. 15, F. 22. Im Kalksandstein von Abensberg.

Nodosaria sp. Ebenda.
(?) Operculina sp. Ebenda.
Spirolina cfr. *aequalis* Röm.

Römer S. 98, T. 15, F. 27. Ebenda.

Außerdem liegt noch manches unbestimmte Materiai von Buchhofen vor. Aus der angeführten Fossilliste kann man schließen, daß die Kreidetrümmer auf dem Jura südlich der unteren Altmühl z. T. dem Grünsand, z. T. dem Unterturon angehören. Höhere Turonstufen als die des *Inoceramus labiatus* Brocn. sind bisher nicht sicher nachgewiesen. Die leitenden *Inoceramus Schlönbachi* und *I. Lamarki* fehlen, desgleichen auch bereits die zahlreichen, leider meist nur als Steinkerne vorhandenen Arten von *Arcu, Cyprina, Crassatella, Cardium, Pleurotomaria, Turitella* usw. der mittelturonen Glaukonitbank. Doch finden sich Arten darunter, die auch L. Lehner aus der Gegend östlich von Hersbruck—Neumarkt angeführt hat; dagegen ist keine Ähnlichkeit vorhanden mit der Fauna der *Schlönbachi*-Zone des Veldensteiner Sandsteins (= Heldmannsberger-Sandstein Lehners). Übrigens sind die gefundenen Zweischaler, Brachiopoden, Echinodermen usw. meist „indifferente Faziesformen ohne Leitfossilcharakter" (Andree), wie auch die Regensburger Sammlungen, die allerdings der Revision bedürfen, und auch Reuss' Mitteilungen über die Fauna der ähnlichen böhmischen Kreide mit leider nur zu großer Deutlichkeit beweisen. Die Gesteine bieten auch ohne bessere Fossilien keine Handhabe zu einer eingehenderen Gliederung; denn Hornsteine und entkalkte Sandsteine finden sich nach Gümbels Aussagen (Ostbayer. Grenzgeb. S. 716) nicht nur in den Reinhausener Schichten, sondern in allen Kreidestufen auf der Höhe des Oberpfälzer Jura von Regensburgs nördlicher Umgebung bis über Amberg hinaus.

Zu bemerken ist noch, daß Gümbel die Anwesenheit der Kreide bis gegen Riedenburg im fraglichen Gebiet bereits erwähnt hat. Daß diese Reste sich auch noch weiter nach W finden, hat er nicht ausgesprochen.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Hornsteine und Quarzite des Malm.

Für das untersuchte Gebiet kommen an Malmstufen Malm-δ-ζ nach QUENSTEDTscher Einteilung in Frage. Knollen von Hornstein finden sich nun hier zum erstenmal im „Eichenstein“[7]), d. h. in den grobbankigen Kalken des Malm-δ unter dem Frankendolomit. Geradezu einen Leithorizont bilden sie aber im Unteren Prosoponkalk hart über dessen Grenze gegen den Mörtelkalk Offenstettens, gegen den plumpen Felsenkalk Abensbergs, und gegen den Echinodermendetrituskalk bei Laimerstadt-Tettenwang. Über dem Felsenkalk bei Irnsing wurden sie bei einer Bohrung nach Quellwasser am Südostfuße des Weinberges bei der Schillerschen Sägemühle gleichfalls durchstoßen. Im Gebiete von Thann, Schafshill, Pondorf, Bitz, Zandt, Denkendorf, Irlahüll, Schelldorf, Böhmfeld findet man sie in Massen. Hier werden sie von den Bauern aus den Äckern aufgelesen und häufig an Stelle des leicht zerstörbaren Dolomits und Plattenkalkes als Schottermaterial für die erbärmlichen Feld- und Waldwege benützt. Wenn man in jenen Gegenden von den Höhen, die von Plattenkalk eingenommen sind, ins Niveau des Frankendolomites kommt, dann braucht man nicht lange danach zu suchen. Bei Abensberg am Galgenberg befindet sich die Hauptbank 2,10 m über der Grenze des Felsen- und Prosoponkalkes, außerdem sind hier etwa 25 cm darunter und darüber noch je eine schwächere Lage von Hornsteinen.

Die Abensberger Hornsteine zeigen eine weiße Kieselrinde, sind matt und haben konzentrische Ringe von brauner, hell- und dunkelgrauer Farbe. In ihrem Innern sitzt mitunter eine Druse von Quarzkristallen. Solche Quarzkristalle kommen auch getrennt von Hornsteinen im darunterliegenden Felsenkalk vor, so bei Abensberg und besonders groß und schön im zuckerkörnigen Kalk bei Weltenburg.

Die mikroskopische Untersuchung dieser Hornsteine zeigt neben höchstens 0,05—0,1 mm³ großen, oft zusammengesetzten Quarzkörnchen aggregatpolarisierenden Chalzedon und in Hohlräumen Limonit, der auch als Farbstoff dilut im Schliffe verteilt ist. Im Vergleich zum Feuerstein von Rügen sind hier die körnigen Bestandteile viel gröber.

---

[7]) v. AMMON, LUDWIG: Kleiner geologischer Führer durch einige Teile der fränkischen Alb. S. 64.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Rinde und Kern zeigen keine wesentlichen Unterschiede in der Struktur.

Außer in knolligen Formen kommt der Hornstein auch in Platten vor. Oben sind diese Platten porös, gebräunt und geschwärzt, darunter erscheinen weiße bis dunkelgraue oder auch fleischrote und rötlichbraune Bänder, wie ein Vorkommen von Tettenagger, nordwestlich von Mindelstetten, zeigt. Die Dünnschliffe, welche von der äußeren Rinde und aus tieferen Lagen angefertigt wurden, zeigen eine quarzig-tonige Masse mit besonders nach außen sehr zahlreichen Hohlräumen, die limonitische Substanz in Ballen enthalten. Limonit ist auch als Farbstoff allenthalben in Flecken verteilt. In die Hohlräume ragen Quarzkriställchen, die auf achatartig sie auskleidenden gebändertem Chalzedon aufgesetzt sind. Merkwürdig sind hier noch die vielen auf ehedem vorhandene Dolomitkriställchen hinweisenden negativen Kristalle. Es handelt sich also hier nicht mehr um Konkretionen von Hornstein im Kalk bzw. Dolomit, sondern um eine Verkieselung des Frankendolomits. Noch deutlicher zeigen das andere, eher als Feinquarzite zu bezeichnende Trümmer vom gleichen Fundort mit matter, rauher, poröser, gebräunter Oberfläche, die auf den ersten Blick wie Dolomit aussehen, aber durch ihre Härte sogleich ihre quarzitische Natur verraten. Sie enthalten verhältnismäßig zahlreiche organische Reste, wie Echinodermen, Brachiopoden, Bivalven usw. Im Dünnschliff sind sie wie die vorigen. Auch bei Pondorf, Thann, Schafshill, Böhmfeld, Denkendorf, Irfersdorf, Schelldorf, Zandt, Bettbrunn findet sich solch verquarzter Frankendolomit. Bei Abensberg (Galgenberg) gibt es Stücke mit Kieselrinde, die innen noch deutlich dolomitisch sind. Ein Extrem der Verkieselung stellen die Quarzitfelse von Großmehring und Vohburg dar. Bei der Ziegelei Ernhofer nordöstlich von Großmehring und am Westabhange des Burgberges, auf dem die Reste der alten Vohburg stehen, fällt mitten in den Dolomitenfelsen ein im Gegensatz zu diesen sehr wenig verwittertes, weißliches, fettglänzendes, wie poliert aussehendes, mitunter durch Eisenhydroxyde gebräuntes oder gerötetes Gestein auf, das sich durch seine Härte als Quarzit zu erkennen gibt. Es besteht aus bis 1 mm³ großen Quarzkörnern. Der Dünnschliff zeigt diese Körner selten verzahnt, meist wie Pflastersteine fast lückenlos nebeneinanderliegend. Die etwa vorhandenen Zwickel sind mit Ton ausgefüllt. Ein

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

zonenweises Wachstums auf Kosten kleinerer Individuen ist nur undeutlich zu erkennen. Die größeren Individuen sind mitunter zerbrochen, die Einschlüsse sind zahlreich, auch undulöse Auslöschung kommt zuweilen vor. Doch von Chalzedon ist nichts zu sehen. Zirkon wurde nur einmal beobachtet.

Im mittleren Malm bei Wolfsbuch, Vogeltal, Amtmannsdorf, Irfersdorf, Irlahüll sind manchmal auch Stücke des in gröberen Platten und in Bänken brechenden gelblichbraunen Kalkes, des sog. Eichensteines, verquarzt. Auf solchen Platten sieht man mitunter Perisphincten und Aptychen, so bei Vogeltal südöstlich von Beilngries. Die Trümmer sind matt und rauh, ritzen den Stahl, zeigen die gleiche gelbbraune Farbe und die Schieferung wie der Kalk, aus dem sie hervorgegangen sind, und haben einen deutlichen Tongeruch. Im Dünnschliff sieht man tonige Grundsubstanz mit zahlreichen Quarzkörnern, Chalzedon und Limonit als Pigment und Staub darüber verteilt.

Ähnlich verhalten sich die Quarzite aus dem Horizont des Solenhofener Plattenkalkes zwischen Sandersdorf und Breitenhill, die an der Oberfläche häufig Mangan- und Limonitflecken tragen, sonst aber, abgesehen von der helleren gelblichgrauen Farbe, in allem makroskopisch den vorigen gleichen. Im Dünnschliff finden sich neben 0,005—0,2 mm³ großen Quarzkörnchen und Resten von Kalzit in der tonigen Grundmasse brauner Limonit, der als Farbstoff über den Schliff verteilt ist und in Klümpchen in den rundlichen oder länglichen Hohlräumen sich findet, die als Zentren der Verkieselung Chalzedon in Form von Fasern, bisweilen aber auch verzahnte Quarzkörnchen zeigen. Bisher hat man, wie es scheint, diesen verquarzten Solenhofener Schiefern wenig Aufmerksamkeit geschenkt, während im „Eichenstein" und im Dolomit die Verkieselungen schon von Quenstedt und Gümbel erwähnt werden.

Hier sei eine Übersicht über die vom Verfasser in den Quarziten und Hornsteinen des Malm gefundenen Versteinerungen gegeben:

Pecten cfr. *dentatus* Sow.

Quenstedt, Jura S. 753, T. 92, F. 3. Hornstein, Irlahüll. N.

Chlamys subtextorius Goldfuss.

Ebenda S. 754, T. 92, F. 4. Hornstein, Irlahüll. N. B.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Pecten articulatus Schloth.

Ebenda S. 754, T. 92, F. 11. Hornstein, Schafshill. N.

Pecten sp. Hornstein, Pondorf.
Velopecten sp. Quarzit, Schafshill.
Spondylus aculeiferus Ziet.

Quenstedt, Jura. S. 756, T. 92, F. 13—16. Quarzit, Pondorf. N. B.

Lima sp. 1. Hornstein, Pondorf.
Lima sp. 2. Quarzit, Tettenagger.
Pinna sp. Quarzit, Mindelstetten.
Ostrea rastellata Schloth.

Qu. Jura. S. 750, T. 91, F. 27. Hornstein, Schafshill. N. B.

Terebratula insignis Ziet.

Ebenda S. 748, T. 91, F. 15. Quarzit, Mindelstetten. N. B.

Ter. cyclogonia Zeuschn. Quarzit, Mindelstetten. N. B.
Rhynchonella inconstans Sow.

Qu. Jura S. 741, T. 90, F. 37—39. Quarzit, Mindelstetten. N. B.

Terebratella pestunculoides Schloth.

Ebenda S. 742, T. 90, F. 47—51. Hornstein. Unterschambach. Quarzit-Pondörf. N. B.

Pseudodiadema sp. Hornstein, Schafshill.
Diplocidaris gigantcus Desor.

Ebenda S. 732, T. 89, F. 7—22. Quarzit, Pondorf. N.

? Glypticus sulcatus Goldf.

Ebenda S. ?, T. 90, F. 12—13. Quarzit, Mindelstetten.

Hemicidaris sp. Quarzit, Pondorf.
Perisphinctes sp. 1. und 2. Malm ζ-Quarzit, Vogeltal.
Aptychus lamellosus Park.

Qu. Jura S. 596, T. 74, F. 12—13. Malm ζ-Quarzit, N. = Nattheim, B. = Basler Jura.

Die Übersicht läßt erkennen, daß man es hier mit einer typischen Nattheimer Fauna zu tun hat, wie sie auch Rollier in ähnlichem verkieselten Zustand auf der Basler Tafellandschaft angetroffen hat. Damit ist auch das Alter des Oberen Dolomits und des Unteren Prosoponkalkes an den genannten Fundorten bestimmt.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

3. Tertiär.

Quarzite, Quarzitkonglomerate, tonige Quarzite, Jaspis.

Wohl kein Gestein wird von den Autoren GÜMBEL[8]), BRUNHUBER[9]), KRUMBECK[10]), KLÜPFEL[11]), SCHNEID[12]) u. a., die im Jura Frankens und der Oberpfalz gearbeitet haben — von anderen Gebieten außerhalb Bayerns zunächst abgesehen — so oft erwähnt, wenn von der Überdeckung der fränkischen Alb die Rede ist, als gerade diese sogenannten „obermiocänen Süßwasser- oder Braunkohlenquarzite". Aber auch kein Gestein gibt so schwere Rätsel auf, wie gerade diese Quarzite. Doch sollen im folgenden zuerst die Haupttypen derselben geschildert und dann aus ihrer petrographischen Beschaffenheit und ihrer Verbreitung die entsprechenden Folgerungen gezogen werden.

Der verbreitetste Typus sind die gewöhnlichen gelben bis weißlichgrauen, manchmal rotgefleckten Quarzite mit etwas dunklerer brauner Rinde. Sie führen wenig Ton, dagegen besitzen sie ziemlich ausgiebiges kieseliges Bindemittel, welches die etwa 1—5 mm³ großen Quarzkörner verbindet[12a]). Auch hier kommen neben Limonitflecken solche von Mangan auf der Oberfläche vor. Im Dünnschliff sieht man die großen, bisweilen zusammengesetzten, einschlußreichen Quarzkörner, die oft zerbrochen sind, selten aber undulöse Auslöschung zeigen, in der tonigquarzigen Grundmasse. Hier und da ist noch ihre Kristallform erkennbar. Die kleineren Körnchen sind meist eckig, die größeren etwas gerundet, was nach KLEMM[13]) u. a. für Wassertransport spricht. Limonit ist als Farbstoff und in Körnchen stellenweise angehäuft. Zirkon, an der starken

---

[8]) a. a. O.

[9]) Die geologischen Verhältnisse von Regensburg und Umgebung. Ber. d. Naturw. Ver. Regensburg. 1917.

[10]) Eine Fortsetzung der Regensburger Jurabildungen in Oberösterreich. Verh. d. Geol. Bundesanstalt 1925. Nr. 4. S. 87.

[11]) Zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläogeographie des Amberger Kreidegebietes. Centralbl. f. Mineralogie usw. 1919. Nr. 19 und 20. S. 307—312.

[12]) a. a. O.

[12a]) In allen tertiären Quarziten dieses Gebietes wurden erst in letzterer Zeit nicht unbeträchtliche Mengen von Opal aufgefunden.

[13]) KLEMM, GUSTAV: Mikroskopische Untersuchungen über psammitische Gesteine. N. Jahrb. S. 71. Diese Zeitschr. 1882.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Lichtbrechung leicht erkenntlich, ist selten. Dieses Gestein trifft man in Massen in den Feldern zwischen Sittling und Eining nördlich Neustadt an der Donau. — Nicht viel davon verschieden sind ein Teil der Quarzite von Schwabstetten und Tettenwang. Die quarzig-tonige Grundmasse ist allenthalben limonitisch gefärbt. An selteneren Bestandteilen fanden sich in den Proben Zirkon, Hornblende, Turmalin, Eisenerz, Opal und Hornstein. — Ein Quarzit von Winden bei Pondorf ist gelb- und rötlichbraun gefärbt und zeigt unter dem Mikroskop eine tonig-quarzige Grundmasse mit Opal, die wie ein Netz die selten gerundeten, meist scharfeckigen, durch Risse zerspaltenen einschlußreichen, selten undulös auslöschenden 0,01—0,5 mm großen Quarzkörner umgibt. Gerade an diesem Vorkommen kann man die Einkieselung noch gut konstatieren an dem Vorhandensein gekröseartig gewundener gelber Partien aggregatpolarisierenden Chalzedons.

An dieses Gestein schließt sich als Unikum ein gelbes mattglänzendes, sehr dichtes japsisähnliches Gestein von Berghausen bei Sandersdorf an, das man anfangs für einen Kreidehornstein halten möchte. Unter dem Mikroskop sieht man bei parallelen Nicols eine intensiv gelb, oft orange gefärbte Chalzedonmasse mit kugelig-traubiger Begrenzung gegen die vorhandenen Hohlräume. Diese sind mit Limonitstaub oder mit hellerem, etwas später abgeschiedenen Chalzedon oder auch mit weißlichen Quarzkriställchen erfüllt. Die traubigen Partien von Chalzedon haben helleren Rand, während sie selbst mehr orangegelb gefärbt sind. Bei gekreuzten Nicols zeigen besonders die späteren Chalzedonausfüllungen auffallend schöne Aggregatpolarisation. Hier liegt also ein ursprüngliches Kieselsäuregel vor, das nachträglich in Chalzedon und zum Teil in Quarz übergegangen ist, während es sich in den vorigen Fällen um Einkieselung von bindemittelarmen tonigen Sandstein handelt.

Die erwähnten Quarzite gehen nun einerseits über in tonige Sandsteine da, wo die an Menge abnehmende Kieselsäure das reichlicher werdende tonige Bindemittel nur mehr zum Teil durchtränken konnte, und wo daher mehr Anlaß zur Bildung von Konkretionen vorhanden war als bei den vorigen Gesteinen, andererseits haben wir mehr oder weniger grobe Quarzitkonglomerate. Beide Extreme werden wiederum verbunden durch tonig-quarzitische Konglomerate.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Tonige Sandsteine, immer weißlichgrau mit Quarzkörnern, oberflächlich oft glasig und von Limonit gebräunt, sind typisch für die Gegend zwischen Gögging und Sittling im Westen, zwischen Sandharlanden und Abensberg bis gegen See im Osten. Die Quarzkörner sind ähnlich wie bei den typischen Quarziten, doch immer scharfkantig, was gleichfalls für Transport im Wasser spricht. Ferner bemerkt man unter dem Mikroskop in der tonigen Grundmasse Eisenerz, Muskovit, Sillimanit, Opal, Zirkon und kohlige Substanz. Ockerige Massen finden sich in den entsprechenden Gesteinen von Sandharlanden, bei denen an der Oberfläche Manganflecken und Limonitfärbung sehr häufig sind.

Größeres Interesse beanspruchen die Quarzitkonglomerate von Weltenburg, Staubing, Sittling, Sand- und Holzharlanden und Tettenwang. Ein solches mehr brekzienartiges, braun- und graugeflecktes Hornsteinkonglomerat von Sittling zeigt tonig-quarzitische Grundmasse mit eingestreuten Quarzkörnern und enthält etwas gerundete Trümmer eines kretazischen Hornsteins mit *Globigerina*, *Textularia* und Resten von *Spongien*nadeln, was darauf hinweist, daß es aus den Zerstörungsprodukten bereits verfestigter Kreide entstanden ist, mithin jünger als diese sein muß. Ähnlich gerundete Trümmer von Kreidehornsteinen nebst solchen von jurassischen Hornsteinen, Trippel und ockerigen Massen enthalten auch die Weltenburger, Stausacker und Buchhofer Vorkommen. An letzterem Orte südlich von Weltenburg liegen sie in mächtigen 2—5 cbm großen Blöcken westlich vom Gutshof auf der Anhöhe. — Merkwürdig ist ein Vorkommen vom Haderfleck nördlich Staubing am linken Donauufer. Es zeigt kantengerundete schwarze Gesteinstrümmer in grauschwarzer, durch Quarzkörner glänzend gemachter Grundmasse. In Spalten treten Limonitfärbung und Manganflecken auf. Im Dünnschliff sieht man tonige Partien mit scharfeckigen kleineren und gerundeten größeren Quarzkörnern, Limonitstaub und Pigment, Zirkon, gekröseartig gewundenen Chalzedon, besonders in den schwärzlichen Partien, Opal und kohlige Substanz.

Die Sache kompliziert sich insofern, als man mitunter in diesen konglomeratischen Gesteinen Brocken von abgerolltem tertiären Quarzit

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

findet, was auf wiederholte Zerstörung und Einkieselung schließen läßt.

Berücksichtigt man die Verteilung der betreffenden Gesteine im untersuchten Gebiet, so kommt man wohl betreffs der Vorkommnisse bei Winden, Pondorf, Sandersdorf, Schwabstetten, Hagenhill, Tettenwang wegen der Sand- und Lehmbedeckung in diesen Gegenden nie zu einer richtigen Klarheit, wohin sich die betreffenden Vorkommen fortsetzen. Dagegen läßt sich die Sache im Dreistädtegebiet Neustadt—Abensberg—Kelheim leichter übersehen. Die Konglomeratquarzite vom Haderfleck setzen sich über Staubing nach Holzharlanden und schließlich nach Sandharlanden fort, wo sie in tonige Quarzitkonglomerate und Quarzite übergehen. Das Stausacker Vorkommen und ein anderes gegenüber dem Kloster Weltenburg vereinigen sich beim gleichnamigen Dorfe, gehen da westlich, dann südlich vorbei und haben ihre Fortsetzung in der Gegend des Buchhofs und von da nach Holzharlanden und Abensberg. Ein drittes Vorkommen scheint nördlich Kelheim zu beginnen, und von da über Affecking nach Thaldorf, Teuerting, Arnhofen und See bei Abensberg zu führen. Ein viertes, wohl auch vom linken Donauufer kommend, berührt den Igelsberg im O und führt z. T. nach Arnhofen, z. T. verliert es sich südlich Unterschambach unter den spätmiocänen Quarzkiesen.

Ein Blick auf die Karte lehrt ferner, daß man, je näher man der Abens kommt, immer feinkörnigere Gesteine trifft. So herrschen von Eining bis Sittling und in gleicher Breite zwischen Pullach und Abensberg feinkörnigere Quarzite, nördlich davon um Staubing und Weltenburg werden die Quarzitkonglomerate vorherrschend, welche sich zwar ziemlich hoch die Gehänge hinauf antreffen lassen, aber doch ganz oben auf den Höhen von Kreidequarziten und Kreidehornsteinen abgelöst werden, wie man es auch bei Tettenwang beobachten kann. Von Sittling nun bis ins Dorf Gögging hinein und wieder südlich Sandharlanden und bei See sind die tonigen, nur z. T. eingekieselten Sandsteine zu treffen. Die Reihenfolge ist indes scheinbar unterbrochen von Sandharlanden gegen Arnhofen westlich Abensberg auf eine Strecke von etlichen 100 m Breite, wo man tonige Quarzitkonglomerate findet. Das Ganze macht den Eindruck einer Deltabildung. Die nach S hin immer feineres Material zeigenden Ablagerungen sind zweifellos von nach S strömenden periodischen

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

ildbächen hervorgerufen worden. Auch die gröberen, ter den feinkörnigeren, tonigen, z. T. verquarzten Sand- einen ganz fremdartig erscheinenden tonigen Quarzit- nglomerate südlich von Sandharlanden passen dann ganz it in ihre Umgebung; denn daß da, wo die größte Wasser- enge transportiert wird und die größte Strömung herrschte, ich gröbere Massen weiter verfrachtet werden konnten s an beiden Seiten, scheint nach dem Gesagten nicht ehr unverständlich zu sein. Trotz der stellenweise mäch- gen Löß-, Sand- und Kiesbedeckung kann man noch ie breiten, von den ehemaligen Jurawildbächen durch- lossenen Talzüge z. B. vom Eichelberg bei Neustadt oder on den Höhen um Weltenburg ziemlich deutlich ver- ölgen.

Versuche, die Ursachen dieser Erscheinungen zu erklären.

Schon vor etwa 90 Jahren haben sich Leopold von Buch und nach ihm v. Voith[1]) mit den Verhältnissen im Jura beschäftigt. Von Voith will vor allem die von L. v. Buch aufgestellte Behauptung prüfen, ob die Bildung der Hornsteine durch Verdrängung organischer Reste [illegible] in [illegible] Falle [illegible] [illegible] Organismen [illegible] [illegible] [illegible]

Resten im dichten Jurakalk, Dolomit, lithographischen Schiefer, Grünsand und Trippel. Er kennt aus dem plumpen Felsenkalk bereits gewisse kavernöse Verkieselungen mit organischen Resten oder, was nach ihm meist der Fall sein soll, ohne solche. Merkwürdig ist seine Beobachtung, daß er im Dolomit von Ingolstadt, d. i. von Demling, Oberhaunstadt und Neuburg keine silifizierten Reste gefunden hat, während sie Verfasser gerade umgekehrt nur im Dolomit von Pondorf, Schafshill, Thann und Mindelstetten oft gesehen hat.

Ferner kennt v. Voith die Hornsteine von Pappenheim, Solnhofen und Hemau im lithographischen Schiefer und ihre Versteinerungsführung. Auch die Kieselkonkretionen im Grünsandstein und Trippel, letztere wie an vielen Orten des vom Verfasser untersuchten Gebietes rötliche Hornsteine im Zusammenhang mit Trippel, sind seiner guten Beobachtungsgabe nicht entgangen. Desgleichen kennt er bereits die in den Bohnerzen und in der Braunkohlenformation von Wackersdorf, Penkhof (bei Amberg) und Kneiting (bei Regensburg) vorkommenden Einkieselungen. Er bezweifelt gegen v. Buch mit Recht den wie es scheint von diesem stets angenommenen Zusammenhang der Verkieselungen mit dem Vorkommen organischer Reste, welche ihm wegen ihrer geringen Größe im auffallenden Mißverhältnis zur Größe der tatsächlich gefundenen Verkieselung zu stehen scheinen, und in dieser Ansicht bestärken ihn noch unabhängig von organischen Resten vorkommende Verkieselungen. Die Abhandlung des alten bayerischen Bergrates v. Voith bietet also eine Fülle origineller und richtiger Beobachtungen und verdient deshalb der Vergessenheit entrissen zu werden.

1850 schrieb Friedrich Rolle[15]) über die Süßwasserquarzgesteine von Muffendorf bei Bonn und ähnliche Gesteine der Wetterau, vom Vogelsberg und Westerwald mit ihrem reichlichen Fossilinhalt und ist, weil sie in einem vulkanischen Gebiet vorkommen, für deren thermale Entstehung aus Kieselquellen, die in Sümpfen zutage traten.

Von ähnlichen Verquarzungen in der Braunkohle bei Seehen am Harz, bei Neudorf und Helmstedt berichtet Zinken 1852[16]).

---

[15]) Über die Süßwasserquarzgesteine von Muffendorf bei Bonn. N. Jahrb. 1850. S. 788.

[16]) Quarzbildungen auf nassem Wege. Ebenda 1852. S. 688.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

1854 kommt C. O. Weber[17]) auf die Bonner Süßwasserquarze zurück und äußert über deren Entstehung ähnliche Ansichten wie Rolle.

W. Löscher[18]) schrieb im Jahre 1916 über die „Braunkohlenquarzite" des Siebengebirges und betont, daß diese Bildungen nichts mit Braunkohle zu tun hätten. Er bringt sie, wie frühere Autoren, in Zusammenhang mit den Eruptionen in der dortigen Gegend. Diese Quarzite seien sehr schnell gebildet worden, indem bei Vulkanausbrüchen SiO^2-haltiges Wasser verdunstet wäre. — Bei den Ein- und Verkieselungen südlich der unteren Altmühl werden aber derartige vulkanische Einflüsse kaum in Frage kommen, da die Basaltberge der Oberpfalz und auch das vulkanische Ries doch zu weit entfernt sind.

Auch das, was Fritz Behr[19]) über Verquarzung und Dolomitisierung von Kalken des Mitteldevons am Nordrand des rheinischen Schiefergebirges sagt, indem er diese Erscheinungen in Zusammenhang bringt mit der Bildung sulfidischer Erzgänge bei höherem Druck und höherer Temperatur, läßt sich nicht so ohne weiteres auf andere Gegenden übertragen; denn in diesem Fall wie auch in den vorhin erwähnten Fällen handelt es sich um Erscheinungen mehr lokaler Natur, die vom Wirken juveniler Faktoren abhängen, bei den nicht nur im Gebiete südlich der unteren Altmühl, sondern in weitausgedehnten Gebieten auf der ganzen Erde verbreiteten Vorkommnissen um solche regionaler Natur. Es müssen darum auch Faktoren an ihrer Entstehung beteiligt gewesen sein, die regional arbeiten, also vor allem klimatische Einflüsse. Das haben denn auch namhafte Autoren in neuerer Zeit immer klarer erkannt und ausgesprochen.

So berichtet E. F. Glocker[20]) bereits im Jahre 1858 über Quarz- und Amethystgänge im Bohnerz von Lettowitz in Mähren und erklärt sie entstanden durch

[17]) Süßwasserquarzgebilde bei Muffendorf unfern Bonn. N. Jahrb. 1854. S. 213.

[18]) Über tertiäre Quarzite der Umgebung von Hessen. Diese Zeitschr. 1916. Bd. 68. S. 22—24 B.

[19]) Über Dolomitisierung und Verquarzung in Kalken des Mitteldevons und Karbons am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges. Ebenda 1915. Bd. 67. S. A. I.

[20]) Quarzgänge als Süßwassererzeugnisse. N. Jahrb. 1858. S. 610.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Eindringen kieselhältiger Wässer in Spalten, wobei der nahe Quadersandstein das Material geliefert hätte.

1859 schreibt EHRENBERG[21]) über organischen Quarzsand und leitet dessen Kieselsäure von Spongien- u. a. organischen Resten her; die Kieselsäure sei dann in Sande, Kalke und Echinodermenteile eingedrungen und habe sie verkieselt.

1882 modifiziert UHLIG[22]) die alte Ansicht v. BUCHS dahin, daß er sagt, die Korallen und Schwämme in den Juraablagerungen um Brünn seien Konzentrationspunkte für die Kieselsäure der Horn- und Feuersteine gewesen, und diese Konkretionen seien gleichzeitig mit dem Gestein entstanden. Auch ist UHLIG die unregelmäßig-kantige Gestalt der in Sanden und Tonen eingebetteten Horn- und Feuersteine der Dolinenausfüllungen des dortigen Devonkalkes nicht entgangen.

Ähnliche Ansichten betreffs der Entstehung der Hornsteinknollen wie EHRENBERG und UHLIG vertritt L. ROLLIER[23]) in Zürich. Auch die Verkieselung der von ihm im Basler Jura aufgefundenen Nattheimer Fauna und die der Neokomfossilien an anderen Orten des Schweizer Jura denkt er sich geradeso. Die Einwirkung der Verwitterung auf diese Gegenden nach Hebung der Juraküste während der Kreidezeit und stellenweise Einwirkung von Säuerlingen sind nach ROLLIERS Ansicht die Ursachen der Bolusbildung und Auslaugung der Kiesel-, Japsis- und Hornsteinknollen, die in die Bohnerztaschen eingebettet wurden. Er erwähnt ferner bimssteinartige, fossilführende, poröse „Katzenköpfe" im Hupper mit Quarzkristallen und sphäroidischen oder ellipsoidischen Hohlräumen. Solche Kieselknollen würden oft bis 25 kg schwer und seien fast eckig. Auch kommt nach seinen Beobachtungen Jaspis im jüngeren Bolus vor. Ferner redet er auch von Bohnerzchalzedon. Die Analogien mit den Hornsteinen und verkieselten Kalken im Frankenjura liegen auf der Hand.

L. ROLLIERS Beobachtungen werden ergänzt durch das was ALBERT HEIM 1919[24]) im 1. Bande seiner Geologie

---

[21]) Über organischen Quarzsand. N. Jahrb. 1859. S. 464.
[22]) Juraablagerungen der Umgebung von Brünn. Ebenda S. 249.
[23]) Beweis, daß die Nattheim-Wettinger Schichten auch auf der Basler Tafellandschaft verbreitet waren. Vierteljahrsschrift der naturforschenden Gesellschaft in Zürich. 48. Jahrg. 1903.
[24]) Geologie der Schweiz. 1. Bd. Leipzig 1919.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

der Schweiz bei Behandlung des Schweizer Jura über die dortigen Bohnerzbildungen schreibt. Er spricht von feinverteilter Kieselsäure im Bolus und in der Huppererde, von der Verkieselung der Taschenwandungen in den Bohnerzgruben bei Kreide- und Juragesteinen und von verkieselten, besser gesagt von eingekieselten Blöcken und Fossilien von Sequan bis Gault. Er weist ferner hin auf ähnliche Erscheinungen in den autochthonen Alpen, in den Ostalpen, im Karst, in Baden, in Schwaben, in Frankreich, in der Trias von Saarbrücken, im Palöozoikum bei Kassel, im Devon von Gießen, in Dalmatien, auf Krim und in Kleinasien, wo die Bohnerze sich unter ähnlichen Umständen gebildet hätten. Die Bohnerze selbst erklärt er für einen tropischen Auslaugungsrückstand einer eozänen Festlandsperiode.

Heims Mitteilungen über Verkieselungen gelegentlich der Bohnerzbildungen werden verständlich durch einen Vergleich mit dem, was Fr. Passarge[25]) über Kieselbildungen in der Kalahari berichtet. Passarge unterscheidet nach Kalkowskys Vorgang zwischen Einkieselungen und Verkieselungen. Eingekieselte Gesteine sind Sandsteine, Konglomerate usw. mit Chalzedonzement, verkieselte solche, bei denen etwas ursprünglich Vorhandenes, z. B. Kalk, Dolomit durch Kieselsäure verdrängt wurde. Auch im Frankenjura finden sich beide Typen. Ähnlich sind die Lagerungsverhältnisse; die tertiären Quarzite werden da wie dort auf Gehängen und in Vertiefungen, in Tälern angetroffen. An Gehängen sieht man hier wie dort brekzienartige Gesteine (Buchhof!). Sie sind also aus der Zerstörung anderer Gesteine hervorgegangen und häufig, doch nicht immer (Abensberg, Sandharlanden!) unregelmäßig abgelagert worden. Nur ist im Jura der Chalzedon häufig durch Quarz ersetzt, sowohl bei verkieselten als auch bei eingekieselten Gesteinen. Beachtenswert für das Gebiet südlich der unteren Altmühl ist der Hinweis Passarges auf die bereits von Bischof gemachte Beobachtung, daß auch im Plänerkalkstein Sachsens Verdrängung von Kalzit durch Kieselsäure stattgefunden hat, da ja die Kalksandsteine der Regensburger Kreide in jeder Beziehung denen Sachsens ähnlich sind wegen des innigen Zusammenhangs beider Gebiete zur Zeit ihrer Bildung. Aber woher stammt die

[25]) Die Kalahari. Berlin 1904. S. 598 u. f.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

für die Einkieselungen und Verkieselungen nötige Kieselsäure? Diese Frage wird nun für das Gebiet der Kalahari von PASSARGE dahin beantwortet, daß er darauf hinweist, daß H_2O und CO_2 zusammen die Silikate der Alkalien alkalischen Erden und des Eisen- und Manganoxyduls lösten. Was die beiden letzteren betrifft, fände die Frage, warum gerade Limonit- und Manganfärbungen bei allen im vom Verfasser dieser Zeilen bearbeiteten Gebiete südlich der unteren Altmühl vorkommenden Gesteinen so häufig auftritt, eine in etwa befriedigende Beantwortung. Aber die meisten Silikate, die als Kieselsäurelieferanten bei ihrer Verwitterung in Betracht kommen, sind eben leider nicht einfache K-, Na-, Ca-, Fe-, Mn-Silikate, welch letztere verhältnismäßig seltener sind als die weitverbreiteten, in großen Mengen vorkommenden Alumo- und Ferrisilikate, wie vor allem die Feldspate, Glimmer, viele Amphibole und Augite usw. Insbesondere dürfte Orthoklas in Betracht kommen. F. RINNE[26]) gibt vielleicht die richtige Lösung dieser Schwierigkeit, wenn er in bezug auf den unter den erwähnten Mineralien verwaltenden Kalifeldspat an die Hydrolyse desselben denkt. Dabei würde zunächst Kieselsäure frei geworden und K_2SiO_3 entstanden sein. Später hätte sich dann durch Einwirkung der Kohlensäure der Luft daraus K_2CO_3 gebildet unter abermaliger Kieselsäureabscheidung. Sind aber Alkalisilikate und -karbonate in hinreichender Menge vorhanden, dann bietet die fortschreitende Lösung der Alumosilikate unter Extraktion von Tonerde, selbst die Lösung reinen Quarzes, der Erklärung keine Schwierigkeiten mehr. So löst sich die Frage nach der Bildung der Roterden bei wärmerem, des gelben Lehms bei gemäßigtem Klima. Daß natürlich die Lösung der Kieselsäure durch Kohlensäure besonders für die Tropen große Bedeutung hat, soll nicht bestritten werden.

Was die Abscheidung der Kieselsäure aus den Lösungen betrifft, so erfolgt dieselbe einmal durch Verdunstung (1.). Ferner gibt Kalziumkarbonat mit Alkalisilikat und wässeriger Kohlensäure unter Lösung des Kalziumkarbonats Kieselsäure (Verkieselung!) (2.). Auch bei Anwesenheit von $CaH_2(CO_3)$ und K_2SiO_3 erhält man neben $CaCO_3$ und K_2SiO_3 Kieselsäure, die innerhalb des Gesteins erhalten

[26]) Gesteinskunde. 5. Aufl. 1920. S. 219.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

bleibt und es verkieselt (3.). Bei Ausfällung der von Radiolarien, besonders aber von Kieselspongien stammenden Kieselsäure der Hornsteine und Quarzite der Kreide, die natürlich bei noch vorhandenen marinen Salzen unmittelbar nach Verlandung der Jura- bzw. Kreideablagerungen um so leichter in Lösung ging, mögen verschiedene bei der Fäulnis der Organismen entstandene Stoffe, darunter auch das dabei wohl nie fehlende $(NH_4)_2\ CO^3$ im Verein mit Alkalisilikat zur Ausscheidung der Kieselsäure Anlaß gegeben haben. Die nur mehr als Negative vorhandenen Spongiennadeln der beschriebenen Kreidehornsteine sagen deutlich genug, woher die verkieselnde Substanz gekommen ist, die mitunter gefundenen Bivalven mit konzentrischen Ringen im Inneren ihrer Schalen zeigen an, wohin sie gekommen und durch welche Prozesse sie wohl ausgeschieden worden ist. In ähnlicher Weise mögen ein Teil der vorhanden gewesenen Organismen nicht lange nach ihrem Tode schon bei der Verwesung ihrer Weichteile ganz oder teilweise verkieselt worden sein, wie es bereits v. Buch angenommen hat. Wenn auch Passarge bei dem erwähnten Vorgang zunächst an die Verwesung pflanzlicher Organismen denken mag, so liegt doch kein Grund vor anzunehmen, daß er sich nicht auch bei Verwesung von Tieren abspielt (4.). Abscheidung der Kieselsäure kann nach Passarge endlich noch stattfinden, wenn $Na_2\,Si\,O^3$ in Lösung ist und Ton $Si\,O_2$ daraus adsorbiert, d. h. auch ohne CO_2 könnten bei Anwesenheit von Salzlösungen, die Alkalisilikate enthalten, Kalkstein und Mergel verkieselt werden (5.) Vielleicht erklärt gerade der letztere Prozeß die ausgedehnten Einkieselungen der immer tonhaltigen Quarzite des Frankenjura? Da, wo nicht mehr genügend Alkalisilikat zugeführt wurde, dessen $Si\,O_2$ das südwärts zunehmende tonige Bindemittel hätte adsorbieren können, erfolgte die Einkieselung nur mehr mangelhaft. Somit entspricht im früher erwähnten Gebiet Neustadt—Abensberg—Kelheim donauwärts einem Minimum von Tongehalt ein Maximum der Einkieselung, gegen die schwäbisch-bayerische Hochebene hin einem Maximum tonigen Bindemittels ein Minimum der Einkieselung.

Nach Passarge ist nun der erste der erwähnten Vorgänge charakteristisch für die Wüsten, der zweite für Tropen und alle Zonen, der dritte und vierte für die

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Tropen. Damit nun Verkieselungen im größeren Maßstabe stattfinden, fordert PASSARGE, daß Auflösung und Zufuhr gleichen Schritt halten. Es muß also wenig $CaCO_3$ lösende CO_2 vorhanden sein, dagegen ein Überschuß kieselsäurelösender Stoffe, besonders Alkalikarbonate, ferner viel Kieselsäure in leichtlöslicher Form. Nehmen die Niederschläge zu, so lösen sich die Alkalikarbonate und die Kieselsäure. Diese Bedingungen sind nun in der Wüste vorhanden, wo sich Ein- und Verkieselungen im großen Maßstabe beobachten lassen. In den feuchtwarmen Tropen bleibt die Kieselsäure gelöst und wird ausgeführt, in den Wüsten aber mit ihrem geringeren CO_2-Gehalt der Atmosphäre und ihrer starken Verdunstung findet immer mehr Anreicherung der Kieselsäure statt. W. WEISSERMEL[27]) u. a. denken sich denn auch unter Erwägung aller Umstände die mitteldeutsche Fastebene in prämitteleocäner Zeit entstanden unter einem wüstenartigen Klima. Bei der damaligen ausgedehnten Vertonung dieser Fastebene müsse infolge der Feldspatzersetzung sehr viel Kieselsäure freigeworden und auf die Wanderschaft gegangen sein. Diesen Gedanken haben auch schon LASPEYRES, SCHUBEL, RANGE, KAISER, LUTSCHITZKY u. a. geäußert. Die Vertonung sei auch noch weitergegangen zur Zeit der Braunkohlenbildung außerhalb der Sümpfe, wo die Kohle entstanden sei. Die freiwerdende SiO_2 aber sei Anlaß gewesen, daß Sande stellenweise eingekieselt wurden und sich die sogenannten Braunkohlenquarzite bis in die jüngere Braunkohlenzeit im Miocän hätten bilden können; von Gegenden, wo um diese Zeit noch die Vertonung fortschritt, konnte die Kieselsäure ins Grundwasser der Moore gelangen und dort Einkieselungen herbeiführen. Deswegen brauchen nicht alle Quarzite Braunkohlenquarzite sein. WEISSERMEL (S. 93) wendet sich aber auch gegen die Ansicht derer, welche die Quarzite in vulkanischen Gegenden unter Zuhilfenahme heißer Quellen oder der Auslaugung vulkanischer Aschen entstanden glauben, da die Verbreitung derselben eine ausgesprochen regionale sei. Es fragt sich nur, ob er in dieser Hinsicht nicht zu weit geht! Auch L. KRUMBECK[28]) führt die in

[27]) Zur Genese des deutschen Braunkohlentertiärs, bes. d. mitteldeutschen älteren Braunkohlenformation. Diese Zeitschr. 1923. Bd. 75. S. 1.

[28]) Eine Fortsetzung der Regensburger Jurabildungen in Oberösterreich. Verh. d. geolog. Bundesanstalt 1923. Nr. 4.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Ostbayern in allen möglichen Formationen bis zum Tertiär einschließlich vorkommenden Quarzsandsteine auf kontinentalklimatische Verhältnisse zurück.

Zieht man aus den Beobachtungen Rolliers, Heims, Passarges, Weissermels u. a. die entsprechenden Schlüsse für das Gebiet südlich der unteren Altmühl, so ergeben sich diese Folgerungen:

Die Hornsteine der Jura- und Kreideperiode sind bald nach Trockenlegung dieser Ablagerungen entstanden durch Lösung und Wiederabscheidung der vorzüglich von Kieselspongien gelieferten Kieselsäure. Noch vorhandene Salze und Verwesungsprodukte von Organismen, z. B. $(NH_4)_2 CO_3$ mögen bei Lösung bzw. Abscheidung der Kieselsäure beteiligt gewesen sein. Organismen bildeten die Kerne, um die sich die Kieselsäure gruppieren konnte. Die Festlandsperiode nach dem endgültigen Verschwinden des Kreidemeeres brachte eine Zeit ausgiebiger Verwitterung und Vertonung mit sich; es bildeten sich in manchen Gegenden die Bohnerze, im Anschluß daran wurden große Mengen von Kieselsäure frei; diese wurden nur zum Teil durch fließendes Wasser fortgeführt, ein beträchtlicher Teil der Kieselsäure scheint keinen weiten Weg zurückgelegt zu haben; durch ihn wurden im Gebiet südlich der unteren Altmühl Kalke verschiedener Stufen des Malm verkieselt, auch Dolomite verfielen mancherorts dem gleichen Schicksal, wie die Quarzitfelsen von Großmehring und der Vohburg mit genügender Deutlichkeit zeigen; Kreidekalksandsteine wurden unter Kalkausfuhr eingekieselt; der Verkieselung verfiel wohl auch noch in dieser Zeit ein Teil der bisher verkalkt gewesenen Jura- und Kreidefossilien, die mit den sie einschließenden Gesteinen verkieselt bzw. eingekieselt wurden; die brekzienartigen Konglomerate und die mehr oder weniger an tonigem Bindemittel reichen Sande, die dem Tertiär angehören, verfielen auch ganzer oder teilweiser Einkieselung. Diese Vorgänge setzen aber nach dem oben Gesagten ein trockenes, mehr einem ariden nahekommendes Klima voraus. Wenn daher M. Schuster[29]) meint, die Bohn-

[29]) Abriß der Geologie von Bayern r. d. Rh. 3. Abteilung. München 1923. S. 40.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

erzzeit sei eine Zeit gewesen, in der ein tropisches, regenreiches Klima geherrscht habe, so will das nicht recht mit dem stimmen, was man von einem solchen Klima erwartet. Denn bei der Lateritbildung, wie sie jetzt noch in tropischen, regenreichen Gegenden stattfindet, wird die Kieselsäure ziemlich gründlich gelöst und vom reichlich vorhandenen Wasser fortgeführt, so daß nunmehr Hydroxyde des Aluminiums und des Eisens in der Hauptsache übrigbleiben. Damit aber stehen die mit den Bohnerzfunden in der Schweiz und anderwärts verbundenen Verkieselungen im schroffen Widerspruch. Will man nun das regenreiche, warme Tropenklima auf die Eocänzeit einschränken und in den folgenden Abschnitten der Tertiärzeit ein mehr arides Klima annehmen, das etwa bis zur Kohlenbildung im Obermiocän angedauert hätte, so frägt es sich, ob bei Bildung einer so gewaltigen Lateritdecke von mindestens über 10 m Mächtigkeit, wie sie SCHUSTER anzunehmen scheint, nicht solche Mengen Kieselsäure in Lösung gegangen und dem Juragebiet entzogen worden wären, daß für spätere tatsächlich horizontal und vertikal doch so verbreitete Ver- bzw. Einkieselungen nicht mehr das nötige Material übriggeblieben wäre, das die nötige Kieselsäure bei der dann einsetzenden arideren Verwitterung hätte liefern können. Über diese Schwierigkeiten dürfte man viel leichter hinwegkommen, wenn man auf Grund der gegebenen Tatsachen vom Ende der Kreidezeit an bis ins jüngere Tertiär einen ariden bzw. semiariden Klimatypus annehmen wollte. Mit einer solchen Annahme wären dann die Roterde- oder Bohnerzbildung sowohl wie auch die damit gleichzeitig entstandenen Ver- bzw. Einkieselungen vereinbar; denn terra rossa kommt auch heute noch in den Mittelmeerländern unter ähnlichen klimatischen Verhältnissen zur Ausbildung. Dabei soll nicht in Abrede gestellt werden, daß es in der älteren Tertiärzeit auch in Deutschland und anderswo Gegenden gegeben hat, in denen bei feuchtwarmem, regenreichem Klima wirklich Laterit- bzw. Bauxitbildung erfolgt ist.

Zum Schlusse sei noch einiges gesagt über die sogenannten GÜMBELschen Braunkohlenquarzite, von denen W. LÖSCHER schon 1916 bemerkt hat, daß sie mit Braunkohle nichts zu tun hätten. Die gleiche Überzeugung hat Verfasser von den ähnlichen Gebilden im untersuchten Teile des Frankenjuras gewonnen. Trotz Bohrungen südlich von Weltenburg, wo solche Quarzite in großen Mengen

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

vorkommen, daß sie schon BRUNHUBER[30]) aufgefallen sind, konnte man beim dortigen Buchhof nach Aussage des jetzigen Abtes P. E. GILG keine Spur von Braunkohlen entdecken. Wenn tatsächlich an manchen Stellen in den oberpfälzischen Braunkohlenlagern verkieselte Pflanzen gefunden wurden, wenn man anderorts Quarzite unter und über den Braunkohlenflözen entdeckt hat, so braucht noch lange nicht die Braunkohlenbildung auch die Ursache oder Bedingung der Entstehung jener Quarzite sein. Daß diese Kieselsäure zu ihrer Bildung aus einer Umgebung stammen kann, wo unter einem Klima mehr ariden Charakters die Vertonung und Kieselsäurebildung fortdauerte, und von da ins Grundwasser jener Moore der Tertiärzeit gelangt ist, wie WEISSERMEL treffend bemerkt hat, ist sehr gut denkbar. Faulende Pflanzen- und Tierreste mochten das ihrige zur Ausfällung der Kieselsäure beigetragen haben. Daran knüpft sich eine andere Frage, nämlich die nach dem Alter dieser Quarzite. Für jene Vorkommen, in denen bestimmbare Pflanzenreste oder Süßwasserschnecken gefunden wurden, wie bei denen von Eglsee in der Nähe von Burglengenfeld, ist ein obermiocänes Alter sichergestellt. Soll man nun auf Grund dessen nun annehmen, daß alle ihnen einigermaßen ähnlichen Gesteine auch in anderen Gegenden gerade obermiocänen Alters sein sollen? Zwingend ist so ein Analogieschluß wahrhaftig nicht, solange, wie es meist bei solchen Quarziten der Fall ist, keine Spur eines tierischen oder pflanzlichen Organismus darin gefunden wird. Wie schon früher bemerkt, handelt es sich bei den Quarzitkonglomeraten, Quarziten und quarzitischen Tonsandsteinen des Gebietes Neustadt—Abensberg—Kelheim um eine alte Deltabildung. Es sind solche Bildungen auch mit einem ariden oder semiariden Klima ganz gut vereinbar. Man braucht ja dabei nicht an ständig fließendes Wasser denken; daß wolkenbruchartige Regengüsse selbst in Wüstengebieten vorkommen können, wird nicht bestritten; daß, genügendes Gefälle im Gelände vorausgesetzt, diese Platzregen bei mangelnder oder auch nur dürftiger Vegetation Anlaß zur Bildung beträchtlicher Wasseradern geben können und daß dann ein solches System zeitenweise fließender Wildbäche die in den Zeiten der Trockenheit angehäuften Produkte der Verwitterung, besonders die feineren Tone und Sande mit

[30]) a. a. O. S. 94.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

sich fortzuführen vermag, um sie an geeigneten Stellen, z. B. in Bodensenken, abzulagern, davon kann man sich leicht überzeugen, wenn man die beträchtlichen Anhäufungen tonigen, nur zum Teil eingekieselten Sandes in der Gegend zwischen Gögging und Sandharlanden sieht, Mengen, die sogar schon GÜMBEL in seine geognostische Karte des Königreichs Bayern eingetragen hat, während sich die Eintragung der ihre Fortsetzung nach N bildenden Quarzite und Quarzitkonglomerate nicht mehr lohnte. Daß trotz eifrigsten Suchens sich in den erwähnten Gesteinen keine tierischen und pflanzlichen Überreste, von etlichen mikroskopischen Kohlenfetzchen abgesehen, zeigen, nimmt nach dem Gesagten nicht wunder. Die Fossilfreiheit bestätigt vielmehr die auch durch andere Erwägungen gewonnene Überzeugung, daß man es zur Zeit der Ablagerung dieser Gesteine mit einem Klima mehr ariden Charakters zu tun hat; denn nur zeitenweise fließende Wildbäche können nicht Stätten tierischen und pflanzlichen Lebens werden; dazu reicht, zumal bei einem heißeren Klima, die Zeit nicht hin.

Die Bedingungen für Entstehung solcher Wasserläufe waren seit dem Rückzug des Kreidemeeres gegeben[31]). Das für fließendes Wasser nötige Gefälle wurde gewonnen, als schon damals die Hebung des Gebietes nördlich der Donau einsetzte, zugleich aber das den Alpen vorgelagerte Gebiet der jetzigen bayerischen Hochebene bei der Faltung der Alpen in die Tiefe gezogen wurde. Die südöstliche Neigung der Juratafel mußte nach GÜMBELS scharfsinnigen Beobachtungen schon im Jura eingesetzt und in der Kreide ihren Fortgang genommen haben; denn nur so wird die Verteilung des Dolomits, vor allem die der Kreide, deren jüngste Stufen gerade in der Gegend von Regensburg erst richtig einsetzen, während sie im W dieser Stadt den älteren Gliedern Platz machen, richtig verständlich. Durch die erwähnten tektonischen Vorgänge war also das nötige Gefälle für das vom Jura kommende Wasser geschaffen, das naturgemäß seinen Lauf nach S bzw. SO nehmen mußte. Im Eocän und Oligocän und wahrscheinlich noch im Miocän findet intensive Verwitterung mit Tonbildung statt. Kieselsäure wird frei zu Verkieselungen und Einkieselungen bei Jura- und Kreidegesteinen, aus welchen der Kalkgehalt dementsprechend entfernt wird, namentlich

[31]) Vgl. REUTERS Tabelle der geologischen Vorgänge in Mittelbayern in SCHUSTERS erwähntem Abriß. 3. Teil. S. 72.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

an Stellen, die, wie es mehr gen W der Fall war, höher emporgehoben waren als bei Regensburg, wo die ohnedies auch von jeher mächtigeren Kreideablagerungen und die darunter liegenden Juraschichten viel mehr als im W vor Entkalkung und Ver- bzw. Einkieselung bewahrt geblieben sind. Zur gleichen Zeit setzte eine intensive Zerstörung und Umlagerung der kretazischen Sedimente im Gebiet südlich der unteren Altmühl und in anderen Gegenden des Frankenjuras ein. So ward Sand, Ton und brekziöses bzw. konglomeratisches Material geliefert für die tertiären Quarzitgesteine, für deren Entstehung in diesem Gebiet die Zeit vom Ende der Kreide bis ins jüngere Miocän zur Verfügung stand. Das Südwärtsfließen der Wildbäche des alten Kelsgaues mußte aufhören, als zur Zeit des Beginns der Braunkohlenbildung im jüngeren Miocän die Donaugegend gehoben ward und somit dem Wasser das nötige Gefälle für ein Abfließen nach S fehlte. Zu ausgedehnter Versumpfung der Unterläufe der Wasseradern aus dem Jura, wie es westlich von Kelheim und namentlich im Naab- und Regengebiete der Fall war, scheint es östlich von Kelheim nicht gekommen zu sein, weshalb hier die Braunkohlen fehlen. Im Spätmiocän und Pliocän wurden die Quarzite in der Gegend von Gögging bis Abensberg z. T. mit Ablagerungen aus dem alpinen Gebiete bedeckt, die jetzt noch als Quarzkiese erhalten sind. Das jetzige Flußsystem der Donau konnte sich seit dieser Zeit ausbilden.

Schuster[32]) erklärt nach Gümbels Vorgang die „Kallmünzer" oder „Braunkohlensandsteine" für tertiären Bleichsand, der durch quarzhaltiges Sickerwasser nesterweise verkittet worden sei. Damit stimmt der bei allen untersuchten Vorkommen konstatierte, oft beträchtliche Gehalt an Limonit schlecht überein. Gümbel wird sicher wohl weniger an ein Analogon mit dem russischen Podsol gedacht haben, als an Sande, die in den Braunkohlenmooren ausgebleicht worden wären. Daher der jetzt hinfällig gewordene Name „Braunkohlenquarzite". Daß die nicht verkitteten Massen durch den Wind, vor allem aber auch durch Wasser fortgeführt wurden, bestätigen die zwischen Gögging und Abensberg vorkommenden Massen feineren Kornes aus der gleichen Zeit, die allerdings nachträglich auch teilweise verkittet wurden, aber auch die ins Diluvium versetzten

[32]) a. a. O. S. 41.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Sande bei Schelldorf, Offendorf, Kasing, Forchheim, Schwaben dürften Überreste davon sein. Daß der Wind nicht nur die Blöcke tertiärer Quarzite, sondern auch Kreidequarzite und Hornsteine mit Hilfe des mit fortgewehten Sandes ordentlich bearbeitet und mit Kanten und glänzender Oberfläche versehen hat, wie von GÜMBEL bereits hervorgehoben wurde, läßt sich im durchsuchten Gebiete Schritt für Schritt beobachten und zeigt neben den nicht seltenen Mangan- und Limonitflecken an, daß die betreffenden Gegenden dereinst unter dem Einfluß eines Klimas ziemlich arider Natur gestanden sind, wie das auch früher mitgeteilte Beobachtungen vieler Forscher in anderen Gebieten, die des Verfassers im Gebiet südlich der unteren Altmühl zur Genüge gezeigt haben dürften.

Freiburg (Schweiz), den 27. Januar 1925.

[Manuskript eingegangen am 11. Februar 1925.]

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

11. Über den Bau des Ammergebirges.

(Mit 3 Textabbildungen.)

Von Herrn Max Richter in Bonn.

Zwischen Lech und Loisach am Nordrand der Kalkalpen erstreckt sich ein langer und hoher Gebirgszug von großer Geschlossenheit. Er zerfällt in einen kleineren westlichen Teil, der mehrfach gegabelt und zerteilt ist, hohe und steile Gipfel bildend, die Hohenschwangauer Alpen, und einen größeren östlichen Teil, vom Lobertalbach bis zur Loisach ziehend, hier einen einzigen langen Gebirgskamm bildend, das eigentliche Ammergebirge. Diesem seien die folgenden Zeilen gewidmet.

Im Osten wird der Ammergebirgskamm vom alten Quertal der Ammer durchbrochen, dadurch wird ein kleiner östlicher Komplex des sonst so einheitlichen Kammes abgetrennt, der als Labergebirge bezeichnet wird.

Nachdem in jüngster Zeit aus den Vilser und Hohenschwangauer Alpen so neue und interessante tektonische Probleme bekanntgeworden waren[1]), erschien es reizvoll, die gewonnenen Ergebnisse auch weiter nach Osten zu verfolgen. So übernahm ich die Kartierung 1:25000 des Ammergebirges zwischen Lobertal und Ammerquertal, während Hohenschwangauer Alpen und Labergebirge in andern Händen liegen. Im folgenden seien die bis jetzt gefundenen Ergebnisse berichtet.

Während weiter im Osten aus den bayrischen Voralpen eine Reihe von neuen Aufnahmen vorliegt, und im Westen in jüngster Zeit die Tektonik auf eine moderne Grundlage gestellt wurde, blieb das Ammergebirge seit 1898 völlig von allem verschont. Sämtliche Deutungen

[1]) O. Ampferer: Zur Tektonik der Vilser Alpen. Verhandl. d. Geol. Staatsanst., Wien 1921.

C. W. Kockel u. M. Richter: Über die Tektonik der Vilser und Hohenschwangauer Alpen. Verhandl. d. Geol. Bundesanst., Wien 1924.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

der Tektonik mußten sich daher auf die Arbeiten [illegible] Karten von SÖHLE stützen[2]).

Bei der Neuaufnahme hat sich schon gleich herausgestellt, wie unrichtig zum Teil die Karte von SÖHLE ist. Die Schichtgrenzen stimmen in den seltensten Fällen, ganze Schichtkomplexe sind weggelassen usw. Nur einige Beispiele seien hier angeführt:

Der schwerste Fehler liegt wohl auf der Südseite des Ammergebirgshauptkammes zwischen Pürschling und Brunnberg. Hier verzeichnet SÖHLE den ganzen Südabfall des Kammes als aus Cenoman bestehend. Schon vom Tal aus, wenn man die Fahrstraße von Graswang nach Linderhof geht, fallen einem aber die hohen und steilen Felswände von heller Farbe auf, die unmöglich dem Cenoman angehören können. Und tatsächlich besteht auch nur der allerunterste Streifen des Gehänges aus Cenoman. Die hohen Felswände darüber werden aber von Spatkalken und Hornsteinen des Doggers eingenommen, die die Abstürze der Tischlahner Wand, der Sölles-Wand und der Hohen Wand bilden. Weiter oben werden dann diese Gesteine von Liaskieselkalk überlagert, über dem dann Hierlatzkalke und der Hauptdolomit des Kammes liegen.

Ebenso zeichnet SÖHLE auf dem Gipfel des Brunnberges flach südfallendes Cenoman ein, man ist aber beim Betreten des Gipfels sehr erstaunt, statt dessen senkrecht stehenden Hauptdolomit in meterdicken Bänken zu finden.

Auch auf der Karte des Labergebirges sind die Doggergesteine in das Cenoman gestellt, doch finden sich hier wenigstens die Liaskieselkalke angegeben. Auffallend ist, daß die beiden Kartenränder der Ammer- und der Labergebirgskarte gar nicht zusammenstimmen, obwohl die Karte des Labergebirges die ältere und genauere ist.

Im Westen, im Gebiet des Fürstberges, sind Wettersteindolomit und Hauptdolomit miteinander verwechselt, die Dolomite der Raiblerschichten einmal zum Wettersteinkalk, das andere Mal zum Hauptdolomit gestellt. Zwischen dem Laubeneck und dem Teufelstättkopf sind die Raibler Schichten ganz übersehen, während nördlich davon anstatt Partnachschichten in Wirklichkeit Wettersteinkalk in hohen Wänden vorhanden ist.

---

[2]) U. SÖHLE: Das Ammergebirge. Geognost. Jahresh. XI, München 1898, und Geologische Aufnahme des Labergebirges. ibidem IX, 1896.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Diese willkürlich herausgegriffenen Beispiele ließen sich noch beliebig vermehren.

So erschien eine Neuaufnahme dringend erforderlich, zumal das Vorhandensein großer Probleme schon aus der Karte von Söhle herauszulesen war.

Es grenzen so z. B. auf seiner Karte vielfach Muschelkalk, Partnachschichten und Wettersteinkalk unvermittelt an Cenoman. Söhle sprach deshalb von einer Transgression des Cenomans über diese Schichten hinweg. Das wäre aber eine interessante Tatsache, die am ganzen Alpenrand vereinzelt dastände. Denn nirgendwo greift das Cenoman auf so tiefe Triasglieder hinunter, der Hauptdolomit ist überall die tiefste Zone, die von der cenomanen Transgression noch erreicht wird.

Aus diesem Grunde schien es daher von vornherein schon plausibel, das Aneinandergrenzen von Cenoman und tiefen Triasgliedern anderweitig zu erklären. Im tektonischen Teil werde ich darauf näher eingehen.

So ergibt sich zuletzt ein Kartenbild, das völlig verschieden von demjenigen ist, was Söhle entworfen hat.

Stratigraphie.

Gleich hier sei schon bemerkt, daß die auftretenden Gesteine sich auf zwei Decken verteilen: die (tiefbajuvarische) Allgäudecke und die (hochbajuvarische) Lechtaldecke. Die triadischen Schichtglieder sind im Ammergebirge auf die Lechtaldecke beschränkt, der Schichtbestand der Allgäudecke beginnt erst mit den liasischen Fleckenmergeln. So besteht die Allgäudecke nur aus Fleckenmergeln, die dabei noch die geringste Verbreitung besitzen, aus Aptychenschichten und aus Cenoman, während dann weiter draußen noch der vorwiegend oberkretazische Flysch hinzukommt.

Bei den meisten Schichtgliedern gibt Söhle die Schichtmächtigkeiten viel zu hoch an, was im folgenden jedesmal gleich berichtigt wird. (Seine Arbeit über das Labergebirge ist viel genauer, hier stimmen die Angaben in vielen Fällen.)

Muschelkalk kommt nur an einer Stelle, am Hennenkopf, vor, wo er eine isolierte flache Kappe, die auf Cenoman der Allgäudecke schwimmt, bildet. Seine Mächtigkeit übersteigt nicht 100—120 m (Söhle 200 m).

Die Partnachschichten besitzen die bekannte Entwicklung als dunkle Kalke und Mergel. Erstere sind meist recht dickbankig und führen dunkle Hornsteinputzen.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Die Mächtigkeit läßt sich nur schwer angeben, nach SÖHLE steigt sie bis zu 500 m, was aber bestimmt nicht zutrifft. an keiner Stelle dürfte sie 150 m überschreiten. Die hohe Zahl von SÖHLE beruht darauf, daß er vielfach Teile des Wettersteinkalks als Partnachschichten kartiert hat, obwohl eine Verwechslung beider eigentlich unmöglich ist.

Der Wettersteinkalk ist in der normalen Ausbildung als heller, meist zuckerförmiger Kalk vorhanden. Doch treten stellenweise auch braune Farben auf. Er enthält häufig Diploporen und Korallen, außerdem fand ich an einer Stelle SO der Kälberalpe ein Nest voller Daonellen. Die Mächtigkeit, die SÖHLE bis zu 800 m angibt, beträgt im Osten des Ammergebirges bis 200 m, im Westen an der Hochplatte bis 300 m.

Die Raibler Schichten sind, wie gewöhnlich, eine mannigfaltige Serie. Meist sind sie allerdings bei der intensiven tektonischen Zerwürgung des ganzen Gebietes mehr oder minder zwischen den harten Horizonten Wettersteinkalk und Hauptdolomit laminiert worden, so daß meist nur einzelne Teile der Schichtfolge erhalten sind. Diese Reduktion geht häufig sogar bis zum völligen Verschwinden der Raibler Schichten, so daß vielfach Wettersteinkalk und Hauptdolomit mit einer scharfen Ruschel unmittelbar aneinanderstoßen (z. B. am Pürschling).

Ist die Verdrückung nicht allzu heftig gewesen, dann lassen sich meist drei Horizonte deutlich erkennen: Zuunterst Sandsteine mit Pflanzenhäcksel, darüber graue Kalke und schwarze Mergel, zu oberst Dolomite oder Rauhwacken. Diese leiten dann in den Hauptdolomit über. Rauhwacken und Dolomite können sich wechselseitig vertreten, sind nur Dolomite vorhanden, dann ist die Grenze gegen den Hauptdolomit meist nur schwer zu finden, sie wird dann mitunter durch wenig mächtige, grünliche Mergel gebildet.

Auf der Karte von SÖHLE sind die Dolomite des oberen Teils, die bis gegen 100 m mächtig werden, immer falsch kartiert, so sind sie nördlich vom Brunnberg zum Hauptdolomit, östlich unterm Laubeneck zum Wettersteinkalk gestellt.

Die gesamten Raibler Schichten haben in nicht allzu gestörten Profilen eine maximale Mächtigkeit von etwa 200 m. (SÖHLE enthält sich der Angabe.)

Der Hauptdolomit ist der bekannte zuckerkörnige, graue oder braune Dolomit, meist prächtig gebankt. Nur

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

da, wo er tektonisch zu stark mitgenommen ist, besteht er aus einer gänzlich mylonitisierten grusigen Masse. (Pürschling).

Die Mächtigkeit ist außerordentlichen Schwankungen unterworfen. Im eigentlichen Ammergebirge ist die Mächtigkeit nur gering, sie dürfte hier 200 m kaum irgendwo übersteigen.

Dagegen finden sich südlich von der Hochplatte und dann besonders südlich vom Ammertal (Geyerköpfe, Kreuzspitze, Frieder, Windstierlkopf) ungeheure Mächtigkeiten, die zweifellos nicht primär sind. Hier liegt ein Gebiet vor, wo der Hauptdolomit auf kilometerweite Strecken im allgemeinen flach nach Süden fällt, die bei einem Normalprofil zu einer Mächtigkeit von einigen 1000 m führen würde, eine Mächtigkeit, die der Hauptdolomit niemals besitzt. Es müssen große Platten von Hauptdolomit sein, die in diesem Gebiet aufeinandergeschuppt sind.

Sehr schön läßt sich dies z. B. besonders in der östlichen Fortsetzung meines Gebiets, in der Krottenkopfgruppe östlich der Loisach beobachten. Hier sieht man — schon von der Bahn aus — daß ungefähr von Eschenlohe an bis nach Partenkirchen der Hauptdolomit andauernd flach nach Süden einfällt, und so die ganze Krottenkopfgruppe aufbaut. Große Schubflächen müssen hier den Hauptdolomit durchziehen.

Die Kössener Schichten besitzen eine geringe Verbreitung und sind fast völlig auf einen Zug beschränkt. Dieser beginnt in meinem Gebiet in der Scharte südlich vom Geiselstein und zieht nach Osten über das Joch beim Vorder Scheinberg hinüber zur Ammer, um dort südlich derselben weiterzustreichen. Noch südlich Linderhof ist er vorhanden, weiter nach Osten habe ich ihn vorläufig noch nicht verfolgt. Er dürfte aber nach Osten — immer südlich der Ammer — weiter fortsetzen und in den Zug übergehen, der in derselben Position zwischen Kleinem und Großem Laber das Labergebirge durchzieht.

Die Kössener Schichten bestehen aus grauen fossilreichen Kalken und Mergeln, aus Muschelbrekzien usw. Die Mächtigkeit beträgt etwa 200—250 m (Söhle 1300 m!).

Der Oberrhätkalk ist bei Söhle auf zwei winzige Streifen südlich von Kenzen beschränkt. Er hat aber im Westen des Ammergebirges eine viel größere Bedeutung als bis jetzt bekannt war. Er besteht aus hellweißlichen

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

oder gelben Kalken, die häufig feinoolithisch sind. In seinem Gesamthabitus kann er sehr leicht mit dem Wettersteinkalk verwechselt werden. Das ist auch tatsächlich geschehen.

So besteht der Zug Geiselstein — Kenzenkopf — Vorder Scheinberg nicht aus Wettersteinkalk, wie Böse und Söhle angeben, sondern aus typischem Oberrhätkalk. Auch Hahn, dann vor kurzem noch C. W. Kockel und ich in unserer gemeinsamen Arbeit hatten den Geiselsteinzug für Wettersteinkalk gehalten. Dadurch wurde die Tektonik stark kompliziert. Man mußte an einen von Süden vom Sattel der Hochplatte abgerissenen Randstreifen denken, der nach Norden in die hochbajuvarische Mulde hineingeglitten war.

Nun sieht man aber am Sattel der Hochplatte, der ganz normal gebaut ist, nirgendwo ein Anzeichen eines solchen Abreißens. Schon deshalb mußte nach den ersten Begehungen im vergangenen Sommer diese Tektonik aufgegeben werden.

Weiter hat sich dann herausgestellt, daß der fragliche Kalk des Geiselsteinzuges normal mit den Kössener Schichten südlich davon verknüpft ist, woraus schon ohne weiteres der normale Zusammenhang, damit also auch das Oberrhätalter, resultiert. Außerdem ist nördlich vom „Joch" am Hasenthalkopf der Oberrhätkalk so typisch, daß an ihm nicht gezweifelt werden kann.

Damit ist wieder eine erfreuliche Vereinfachung der Tektonik eingetreten, es sei hiermit die alte Auffassung berichtigt.

Nach Osten läßt sich der Oberrhätkalk des Geiselsteinzuges über den Vorderen Scheinberg und den Hasenthalkopf weiter bis zu den Hundsfällköpfen verfolgen, wo er zwischen den Kössener Schichten im Süden und dem Liaskieselkalk im Norden auskeilt. Auch hier ist die Karte von Söhle falsch: der Turm des Hasenthalkopfes besteht nicht aus Dogger, und die Hundsfällköpfe nicht aus Kössener Schichten, sondern beide aus Oberrhätkalk. Schon morphologisch zeigt sich dies recht deutlich.

Weiter im Osten fehlt dann der Oberrhätkalk völlig. Seine Mächtigkeit im Geiselsteinzug beträgt etwa 200 m.

Jura.

Während die Triasgesteine im Ammergebirge alle der Lechtaldecke angehören, verteilen sich die Gesteine des Jura auf zwei faziell und heute auch tektonisch getrennte Gebiete: auf die Allgäudecke und auf die Lechtaldecke. Das

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

gleiche gilt auch für das Cenoman. Betrachten wir zunächst die Gesteine der Lechtaldecke.

Der Hierlatzkalk tritt als das tiefste Glied des Jura auf. Es sind weiße, gelbe oder rötliche Kalke, die meist nur schlecht die Schichtung erkennen lassen. Die Kalke sind gewöhnlich dicht, mitunter werden sie aber auch feinoolithisch (z. B. Ammerquertal an der Straße zwischen Oberammergau und Graswang).

Nirgendwo folgt der Hierlatzkalk über dem Rhät, sondern immer transgrediert er über den Hauptdolomit. Wo Rhät vorhanden ist, beginnt der Jura immer mit dem Liaskieselkalk, der Hierlatzkalk ist hier nicht mehr entwickelt.

Die Verhältnisse liegen hier also ähnlich wie drüben im Allgäu. Auch dort ist der Hierlatzkalk immer das transgredierende Element an den Deckenstirnen, alte Geantiklinalzonen andeutend[3]). Und so findet sich auch im Ammergebirge der Hierlatzkalk nur am Stirnrand der Lechtaldecke.

Die Mächtigkeit beträgt etwa 100 m.

Liaskieselkalk. Einen normalen Zusammenhang zwischen diesem und dem Hierlatzkalk konnte ich bisher noch nicht finden. Überall geht eine scharfe Ruschel zwischen beiden hindurch (z. B. Ammerquertal). Wahrscheinlich bildeten sie aber ursprünglich das normale Hangende der Hierlatzkalke an der Stirn der Lechtaldecke, während sie weiter im Süden über dem Rhät folgen, und hier vertreten wahrscheinlich ihre tieferen Teile den Hierlatzkalk im Norden.

Die Liaskieselkalke (auch Liasspongienschichten genannt) entsprechen den Fleckenmergeln. Sie unterscheiden sich aber von diesen durch den hohen Gehalt an Kieselsäure, die in Gestalt schwarzer Hornsteinschnüre oder auch ganzer Hornsteinbänke auftritt. Aber auch die dunkeln, meist dickbankigen Kalke besitzen einen hohen Gehalt an Kieselsäure.

Im Gegensatz zu Söhle hat sich herausgestellt, daß die Kieselkalke eine weit größere Verbreitung besitzen. So ziehen sie auf der Südseite des Ammergebirges unter Brunnberg, Sonnenberg und Pürschling durch, gegen Norden unter Hierlatzkalk und Hauptdolomit einschießend. Außer-

[3]) M. Richter: Beobachtungen am Nordrand der oberostalpinen Decke im Allgäu. Verhandl. d. Geol. Bundesanst., Wien 1923.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

dem aber treten Liaskieselkalke an der Ammer am Kuchelberg und in der Reisenau östlich Linderhof auf, dann SW vom Linderhof an der Fahrstraße, hier normal über den Kössener Schichten liegend. (Neuer Steinbruch westlich P. 975,1).

Die Mächtigkeit beträgt etwa 200—300 m.

Doggerkieselkalk. Mit diesem neuen Namen belege ich die Schichtfolge, die in gleicher Fazies wie die Liaskieselkalke über diesen folgt. Auch sie besitzen eine große, von SÖHLE übersehene Verbreitung. Im Gegensatz zu den schwarzen Liaskieselkalken sind die Doggerkieselkalke braun. Es finden sich vorwiegend rötliche Echinodermenkalke, die braune Hornsteinknauern führen oder ganze Bänke brauner Hornsteine enthalten. Die Kieselfazies des Lias dauert also hier im Ammergebirge im Dogger noch weiter.

Die Doggerkieselkalke ziehen auf der Südseite des Ammergebirges genau wie die Liaskieselkalke unter Brunnberg, Sonnenberg und Pürschling durch, hohe markante Felswände bildend, die schon vom Tal aus auffallen. Weiter im Westen besitzen sie im Dreisäulerwald und südlich von Bäckenalpe—Bäckensattel große Verbreitung, hier dann auch von SÖHLE als Dogger erkannt. Die Mächtigkeit beträgt 250—300 m (SÖHLE 1000 m!).

Cenoman. Der obere Jura der Lechtaldecke fehlt im Ammergebirge. Erst weiter im Süden in den Farchanter Alpen stellt er sich dann ein in Form der Aptychenschichten.

Dagegen ist als jüngstes Schichtglied der Lechtaldecke das Cenoman entwickelt. Doch ist seine Verbreitung außerordentlich beschränkt. Denn es findet sich nicht im Süden, wo die Schichtfolge bis in den Jura hinaufreicht, sondern nur im Norden in den Stirnteilen der Decke, hier dann unmittelbar auf Hauptdolomit transgredierend.

Das zeigt aber aufs deutlichste, daß die cenomane Transgression nur von Norden gekommen sein kann. Während die Allgäudecke zum größten Teil unter dem Cenomanmeer lag, reicht dieses gerade bis auf den Stirnrand der Lechtaldecke noch hinauf, während die südlicheren Teile der Lechtaldecke trocken lagen.

Das Cenoman der Lechtaldecke ist beschränkt auf das Gebiet des Brunnenkopfes und des Feigenkopfes, wo es der hochbajuvarischen Randmulde angehört, die Fortsetzung des

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Cenomans vom Tegelberg und Branderschrofen in den Hohenschwangauer Alpen bildend. Nur ist der direkte Zusammenhang durch das Lobertal unterbrochen.

Zwischen Feigenkopf und Brunnenkopf ist der Zusammenhang dann wieder wegerodiert, und ebenso hebt es sich östlich vom Brunnenkopf über der großen Aufwölbung in die Luft. Kurz vor dem Ammerquertal kommt es erst wieder herunter.

Die in der Randmulde noch vorhandene Mächtigkeit dürfte etwa 150—200 m betragen. Mit dem Hauptdolomit ist es meist durch eine breite Brekzienzone verbunden (z. B. Brunnenkopfhäuser). Die Gesteinszusammensetzung ist dieselbe wie des Cenomans der Allgäudecke (vgl. unten).

Gesteine der Allgäudecke.

Fleckenmergel. Diese kommen nur bei Oberammergau und im Gebiete des Martinsgrabens westlich von Linderhof vor. (Dunkle Mergel und Kalke). SÖHLE hat sie z. T. mit Schichten des Liaskieselkalks verwechselt. Die Mächtigkeit ist nicht festzustellen. (Nach SÖHLE beträgt sie 1500 m, was mindestens viermal zu viel ist.)

Vermutlich ist auch hier in den Fleckenmergeln genau so wie weiter im SW im Allgäu Lias und Dogger zusammen vertreten.

Aptychenschichten. Diese bestehen aus grünen und roten Hornsteinen (Radiolaritserie) und grauen, grünen oder roten Kalken, die meist dünnschiefrig sind und ebenfalls meist einen gewissen Kieselsäuregehalt besitzen. Da ich sie bis jetzt nirgendwo im direkten Verband mit den Fleckenmergeln fand, weiß ich noch nicht, ob die Radiolaritserie auch hier an der Basis des ganzen Komplexes liegt, wie das weiter im SW überall der Fall ist. Nach dem Analogieschluß dürfte es aber auch hier nicht anders sein.

Die Aptychenschichten bilden vorwiegend eine (bis 2 km) breite Zone am Nordrand des Ammergebirges, den Grenzstreifen zwischen Flysch und Kalkalpin einnehmend. Als prachtvoll bewaldetes Bergland stehen sie jeder genaueren Aufnahme, die deshalb auf die Tobel beschränkt bleiben muß, feindlich entgegen.

Cenoman. Es besitzt eine große Verbreitung, die aber lange nicht so groß ist, als sie auf der Karte von SÖHLE eingetragen ist, da dieser, wie schon oben erwähnt, eine Reihe von andern Horizonten in der Eile damit verwechselt hat.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Überall transgrediert das Cenoman der Allgäudecke über die Aptychenschichten, und zwar bis auf die Radiolaritserie hinunter. Meist sind es grobe Konglomerate, daneben auch untergeordnet Sandsteine und Mergel. Die Konglomerate bestehen aus Hauptdolomit, Kössener Kalken, Hierlatzkalken, Lias- und Doggerkieselkalken, aus Gesteinen der Radiolaritserie und aus Aptychenschichten. Ältere Gesteine als Hauptdolomit finden sich nirgends.

Das Cenoman der Allgäudecke tritt auf im großen Ammerfenster, dann auf dem Hauptkamm im großen Fenster zwischen Dreisäulerkopf und Laubeneck, dann weiter im Westen im Fenster am Bäckensattel. Seine Mächtigkeit dürfte wenigstens 200 m betragen.

Flysch.

Dieser setzt die ganzen nördlichen Vorlagen des Ammergebirges zusammen, ein schönbewaldetes Berggelände mit Höhen bis über 1600 m. Tief eingerissen sind darin die Täler von Halbammer und Halblech, im oberen Teil durch eine flache Talwasserscheide verbunden.

Drei Schichtkomplexe lassen sich von unten nach oben unterscheiden:

1. Reiselsberger Sandsteine. Sie bestehen aus den groben, meist feinkonglomeratischen oder brekziösen mehr oder minder karbonatischen Sandsteinen, die ich auch von weiter im Westen bereits beschrieben habe[4]). Die Reiselsberger Sandsteine bilden einen großen zentralen Sattel, der sich vom Lech an nach Osten bis mindestens zur Loisach verfolgen läßt. Außerdem kommen im Süden an der Grenze gegen die Aptychenschichten stellenweise noch einmal die Reiselsberger Sandsteine hoch, einen schmalen Streifen vom Ammertal an nach Osten bildend. So sind sie im Ammertal als konglomeratische Sandsteine prachtvoll am Bahneinschnitt des Purerbüchls zwischen Unter- und Oberammergau aufgeschlossen. Mächtigkeit mindestens 400 m.

2. Zementmergel. Über den Reiselsberger Sandsteinen folgt eine mächtige Serie von grauen oder grünlichen Mergeln und Kalken, die mitunter auch als Kieselkalke

[4]) M. Richter: Kreide und Flysch im östlichen Allgäu zwischen Wertach und Halblech. Jahrb. d. Geol. Bundesanst., Wien 1924.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

entwickelt sind. Im Engtal der Halbammer sind sie zu schönen Zickzackfalten zusammengestaucht. Die Mächtigkeit beträgt mindestens 800 m.

Reiselsberger Sandsteine und Zementmergel gehören dem ostalpinen Kreideflysch an.

3. Eocän. Sehr wichtig ist das Vorkommen von Eocän am Ausgang der Halbammer. Über den Zementmergeln liegen hier südwestlich vom Forsthaus Unternogg feine, heterogene Kalkbrekzien mit kleinen Nummuliten, dann grobe Konglomerate mit bis faustgroßen Komponenten kalkalpiner Herkunft. (Rhätkalke, Liaskieselkalk, Doggerkieselkalk). Diese Komponenten entstammen höchst wahrscheinlich dem Cenoman des Ammergebirges, wo sie bereits als Gerölle, also auf sekundärer Lagerstätte, vorhanden sind.

Ferner finden sich mürbe Glaukonitsandsteine und dunkelgrüne Glaukonitkalke. Die Schichten stehen senkrecht und bilden augenscheinlich einen längeren Zug am Nordrand des Trauchgauflysches.

Auch im Ammergebirge hat sich wieder meine Flyschgliederung bestätigt: daß nämlich die Reiselsberger Sandsteine die ältesten Gesteine des ostalpinen Flysches sind. Besonders die Profile auf der Ostseite des Ammertales lassen dies einwandfrei erkennen. Schon Hahn[5]) hat 1912 die Gliederung völlig richtig erkannt.

Im Auftreten der Nummuliten bei Unternogg hat Boden mit einen Hauptbeweis für das Eocänalter der Reiselsberger Sandsteine erblickt[6]). Damit hat er aber zwei Serien miteinander verkoppelt, die auch nicht das geringste miteinander zu tun haben.

Die Reiselberger Sandsteine sind grundverschieden von den Gesteinen des Eocäns. Nirgendwo kommen in den Reiselsberger Sandsteinen so grobe Konglomerate vor, nirgendwo solche Glaukonitgesteine. Ganz abgesehen davon, daß auch aus tektonischen Gründen eine Zusammenschaltung ganz unmöglich ist. An der Tatsache, daß die Reiselsberger Sandsteine die ältesten Gesteine des ostalpinen Flysches bilden, ist heute nicht mehr zu zweifeln.

---

[5]) F. F. Hahn: Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges. 1912 u. 1914.

[6]) K. Boden: Tektonische Fragen im bayrischen Voralpengebiet. Centralblatt f. Min. Geol. u. Pal. 1922, Nr. 12 u. 13.
— Der Flysch im Gebiete des Schliersees. Geognost. Jahresheft 25. München 1922.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Tektonik.

Es sei hier nur in großen Zügen die Tektonik gestreift. Eine detaillierte Darstellung kann erst nach Abschluß der Kartierung gegeben werden.

Das Ammergebirge kann, ähnlich wie die Vilser Alpen, als ein Musterbeispiel alpiner Tektonik gelten. Nur hat es noch einige besondere Eigenheiten.

Der Bauplan wird beherrscht von dem Verhältnis Allgäudecke—Lechtaldecke. Die letztere ist in den Vilser und Hohenschwangauer Alpen zweigeteilt in eine untere und obere Vilser Decke. Die untere Vilser Decke verschwindet nach S im großen Fenster von Tannheim—Reutte, so daß in den übrigen Allgäuer Alpen die Lechtaldecke wieder einheitlich ist[7]). Ebenso verschwindet sie nach O und erreicht nicht mehr das Lobertal, im Schwangauer Kessel taucht sie nach O unter die obere Vilser Decke unter. So ist mit Beginn des Ammergebirges nur mehr eine einheitliche Lechtaldecke vorhanden, der Normalzustand wie jenseits der Vilser Alpen im Allgäu ist damit wieder hergestellt.

Gleichzeitig damit sind aber auch die sämtlichen komplizierten Erscheinungen der Streifenfenster, an denen die Vilser und Hohenschwangauer Alpen ja so reich sind, verschwunden, für eine kurze Strecke ist die Lechtaldecke wieder völlig intakt.

Doch bald heben sich die Axen nach O wieder erneut empor, im mittleren Ammergebirge stellt sich zwischen Klammspitze und Teufelstättkopf eine Zone starker Aufwölbung ein, infolgedessen erscheint plötzlich wieder die Allgäudecke in großen Fenstern. Dabei zeigt sich, daß nirgendwo mehr Anzeichen der unteren Vilser Decke sich feststellen ließen, diese ist tatsächlich völlig verschwunden.

Da das eine der Fenster das Ammertal auf einer längeren Strecke begleitet, so habe ich es Ammerfenster genannt. Auf dieses will ich zunächst kurz eingehen.

Das Ammerfenster ist außerordentlich lang (etwa 20 km) und schmal. In ihm treten untergeordnet Fleckenmergel und Aptychenschichten, dann aber vorwiegend Cenoman auf. Am breitesten ist es unmittelbar westlich der Linie Hennenkopf—Linderhof, wo die stärkste Aufwölbung vor-

[7]) M. Richter: Geologischer Führer durch die Allgäuer Alpen zwischen Iller und Lech. Samml. geol. Führer. Bd. 24, Berlin 1924.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

handen und die Lechtaldecke fast völlig erodiert ist (vgl. die tektonische Skizze Abb. 1). Das erste Anzeichen des Ammerfensters zeigt sich östlich von Kenzen, wo am

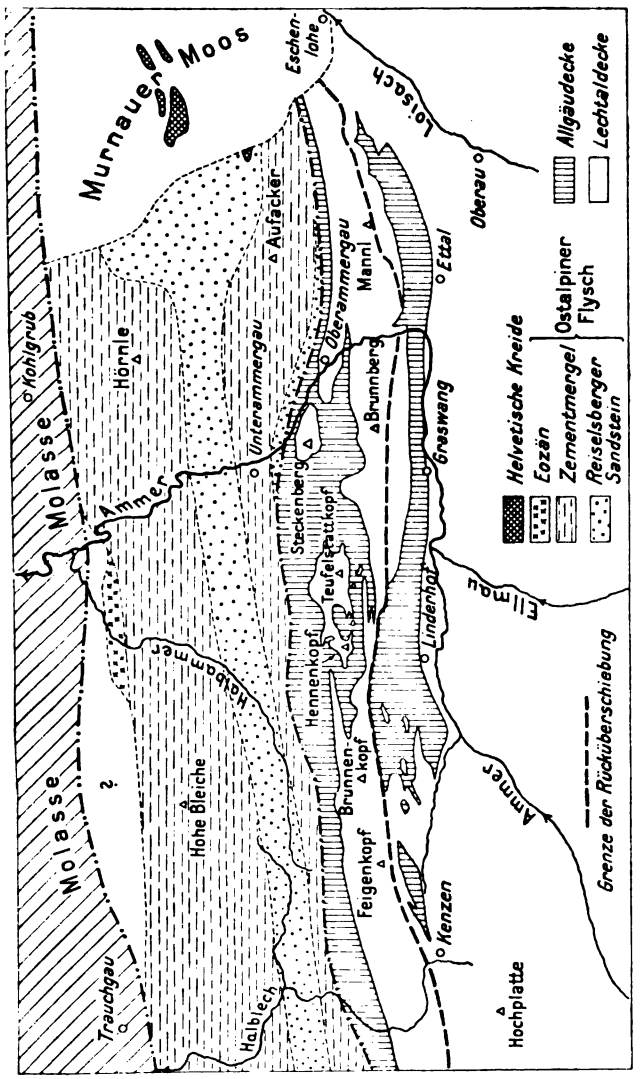


Abb. 1. Tektonische Skizze des Ammergebirges. 1 : 200000.
Die nördlich der Hohen Bleiche und im Murnauer Moos weißgelassenen Teile bedeuten aufschlußlose Gebiete.

Bäckensattel und an der Bäckenalpe ein isoliertes Fenster von Aptychenschichten und Cenoman auftritt, der Fenster-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

rahmen besteht vorwiegend aus Doggerkieselkalk. (Die Karte von SÖHLE ist hier unrichtig.)

Nach kurzem Zusammenschluß der Lechtaldecke reißt dann südlich vom Brunnenkopf — genau in der streichenden Fortsetzung des Fensters vom Bäckensattel — das Ammerfenster auf. Dabei ist die Lechtaldecke in der Gegend vom Martinsgraben und Dreisäulerwald in eine Reihe von Klippen aufgelöst.

Während nun hier im Westen die Fensterrahmen zunächst gleichwertig sind, zeigen sie sich weiter im Osten verschieden gebaut. Im Süden bildet meist Liaskieselkalk den Rahmen, im Norden ist es Wettersteinkalk. Dann aber stellen sich weiter nach Osten jenseits der Aufwölbungszone langsam wieder normalere Verhältnisse ein, vom Pürschling an besteht der südliche Rahmen aus Liaskieselkalk, der nördliche aus Doggerkieselkalk. Und noch weiter im Osten, im Labergebirge, ist dann das Ammerfenster allseitig von Liaskieselkalk umschlossen und taucht — entsprechend dem allgemeinen Axenfallen nach O zur Loisach hin — beim Hohen Graben unter diesen unter.

Betrachten wir nun den Stirnrand der Lechtaldecke. Dieser fährt überall den Aptychenschichten auf, die eine breite Zone zwischen der Lechtaldecke und der Flyschzone bilden.

In der großen Aufwölbungszone tritt aber eine Auflösung der Stirnzone ein. Hier greifen die jungen Schichten der Allgäudecke westlich unterm Hennenkopf in die aufgelöste Lechtaldecke ein. Sie ziehen südlich vom Hennenkopf, Laubeneck und Teufelsstättkopf nach O durch und vereinigen sich östlich von dem letzteren wieder mit der übrigen Masse der jungen Schichten. Diese bestehen westlich und südlich vom Hennenkopf bis zum Teufelstättkopf aus Cenoman, von da nach O aus Aptychenschichten.

Dadurch ist eine große freischwimmende Klippe vom Stirnrand der Lechtaldecke losgelöst, die Klippenmasse Hennenkopf—Teufelstättkopf, aus Muschelkalk, Partnachschichten, Wettersteinkalk und Raibler Schichten bestehend. Der Außenrand dieser Klippenmasse ist durch die Erosion stark zerschlitzt, vielfach ist es zur Loslösung kleiner Klippen gekommen. So entstehen prachtvolle tektonische Bilder von seltener Deutlichkeit.

In dieser Weise ist z. B. der Westgrat vom Laubeneck aufgelöst, im Joch zwischen ihm und dem Hennenkopf sieht man kleine und große Deckschollen von Wettersteinkalk in einwandfreier Weise auf dem Cenoman liegen.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Ebenso schön ist die fast völlig isolierte Klippe von Muschelkalk auf dem Hennenkopf. Der Muschelkalk ist zu einer flachen Kappe verbogen, das Cenoman schießt auf allen Seiten unter ihn hinein. Ich glaube kaum, daß sich hier heute noch jemand dem Vorwurf der Lächerlichkeit dadurch aussetzen wollte, daß er diese Tektonik mit Verwerfungen zu erklären sucht. Auch aus dem Untergrund lassen sich hier mit dem besten Willen keine Pilzfalten hervorzaubern.

Auch die alte Auffassung von SÖHLE erweist sich hier als unhaltbar, nirgendwo zeigt sich, daß das Cenoman auf die tiefen Triasglieder transgrediert, diese liegen überall dem Cenoman auf. Daß es sich tatsächlich nicht um eine Transgression handelt, zeigt schon das, daß nirgends an der Grenze von „Klippen" und Cenoman dieses aufgearbeitetes Material der Klippen enthält, was doch unbedingt der Fall sein müßte. Um „Klippen" handelt es sich freilich, aber um solche tektonischer Entstehung.

Südwestlich vom Hennenkopf ist die Lechtaldecke zwischen Stirnrand und dem Ammerfenster in der Aufwölbungszone am Dreisäulergraben nur noch als etwa 150 m breiter Stiel von Partnachschichten erhalten geblieben, der im Cenoman steckt. Unter ihm hindurch verbindet sich das Cenoman des Ammerfensters mit dem der nördlichen Zone.

Von dieser Stelle an nach Osten schalten sich in der Lechtaldecke dann allmählich, entsprechend dem langsamen Axenfallen nach O, wieder weitere Schichtglieder ein. Dabei entstehen im Gebiet der Kälberalpe reizvolle Klippen und Streifenfenster, die ich auf der tektonischen Skizze nur in etwa andeuten konnte.

Die Klippenmasse des Teufelstättkopfes setzt im Osten nicht im Steckenberg weiter fort, wie es den Anschein haben könnte, sondern im Zug von Brunnberg—Kofel. Die Masse der Lechtaldecke hat sich wieder zusammengeschlossen und ist nur noch durch das Ammerfenster im Süden des Gebirgskammes geteilt. Die Partnachschichten und der Wettersteinkalk auf der Nordseite von Sonnenberg und Brunnberg und am Kofel bilden die östliche Fortsetzung der gleichen Schichten von der Klippenmasse des Teufelsstättkopfes.

Nördlich von Brunnberg liegt im Gebiet der Aptychenschichten der Allgäudecke eine große Scholle, vorwiegend aus Hauptdolomit bestehend. SÖHLE hat sie als „S t e c k e n -

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

bergscholle" bezeichnet. Diese gehört ebenfalls der Lechtaldecke an und stellt den vordersten, abgerissenen Stirnstreifen dieser dar, wie dies HAHN schon richtig erkannt hat[8]). Bei Oberammergau wird der Hauptdolomit auf seiner Südseite von einem Zug Raibler Schichten begleitet, die auf einen normalen Zusammenhang mit dem südlich folgenden Wettersteinkalk des Kofels deuten. Am Schinderbühl bei Oberammergau verbindet sich so die „Steckenbergscholle" normal mit dem Stirnrand der Lechtaldecke.

Diese Scholle ist der letzte östliche Teil des Falkensteinzuges von Füssen und Pfronten, der dort als isolierter abgerissener Randstreifen der Lechtaldecke (obere Vilser Decke) mit der Allgäudecke verfaltet ist[9]). Hier bei Oberammergau liegt der Beweis, daß der Falkensteinzug nicht nur nach seiner Fazies, sondern auch nach seiner Tektonik der oberen Vilser Decke zugehört, hier ergibt sich ferner der Beweis, daß die untere Vilser Decke tatsächlich nach O verschwindet.

So wie der Falkensteinzug an der Hornburg östlich Füssen infolge des Axensteigens sich nach O in die Luft hebt, so taucht er am Steckenberg infolge des Axenfallens wieder herunter. Das harmoniert aber aufs schönste mit der Aufwölbungszone des Ammergebirges. Das zeigt den regionalen Charakter und die Großzügigkeit der tektonischen Erscheinungen.

Nördlich vom Ammerfenster zeigt die Lechtaldecke eine Reihe verschiedener, sehr interessanter tektonischer Erscheinungen. Im großen betrachtet, bildet sie eine mehr oder minder tief in die jungen Schichten der Allgäudecke eingemuldete Zone. Meist treten aber noch intensive Verfaltungen von Unterlage und Decke ein.

Am normalsten ist der Bau im Westen, wo sich die Tektonik der Hohenschwangauer Alpen noch erkennen läßt. Hier ist die Lechtaldecke in ihrer Stirnregion zu einer großen Mulde verbogen, in deren Kern das über den Hauptdolomit transgredierende Cenoman liegt. Dieser Bau ist in der Stirnregion der Lechtaldecke weit verbreitet in den bayrischen Alpen vom Lech an bis hinüber gegen Salzburg. Es ist die hochbajuvarische Randmulde von HAHN. Diese ist

[8]) F. F. HAHN: Ergebnisse neuer Spezialforschungen in d. deutschen Alpen. 3. Die Kalkalpen Südbayerns. Geolog. Rundschau Bd. V. 1914.

[9]) KOCKEL u. RICHTER a. a. O.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

in den Hohenschwangauer Alpen deutlich ausgeprägt (Tegelberg—Branderschrofen) und zieht nach O in das Ammergebirge. Noch am Fürstberg und Feigenkopf (vgl. das unterste der Profile Abb. 2) liegt das Cenoman im Muldenkern. Dann aber hebt sich die Randmulde gegen Osten zur großen Aufwölbung hin mehr und mehr in die Luft hinaus. Östlich unter der Klammspitze ist noch einmal hochbajuvarisches Cenoman vorhanden, im Wintertalkar im Hauptdolomit einsetzend und dann den Gipfel des Brunnenkopfs aufbauend. Östlich davon hebt es sich aber an einer scharfen Störung in die Luft und hier findet auch die hochbajuvarische Randmulde zunächst ein Ende.

Erst jenseits der Aufwölbungszone, östlich vom Brunnberg, setzt die Randmulde in ihrer alten Form wieder ein, im Labergebirge dann zu großer Bedeutung gelangend.

Nun zeigt aber die Tektonik dieses Randstreifens der Lechtaldecke nördlich vom Ammerfenster noch eine Erscheinung, die bisher aus den bayrischen Bergen in dieser Form noch nicht bekannt war. Das ist die Erscheinung einer starken Rückfaltung (vgl. Profil 1 Abb. 2).

Steigt man z. B. aus dem Ammerlängstal von Linderhof oder Graswang auf den Gebirgskamm nach Norden hinauf, so zeigt sich, daß die ganze Schichtreihe der Lechtaldecke in verkehrter Lagerung liegt. Ueber den Schichten des Ammerfensters folgen so zuerst die Gesteine des Doggers, darüber der Lias, dann Hierlatzkalk und Hauptdolomit, darüber Raibler Schichten, Wettersteinkalk und Partnachschichten. Die ganze Serie fällt im Durchschnitt mit 30 bis 40° nach Norden ein, ist also kräftig nach Süden überkippt.

Diese Erscheinung zeigt sich überall im Ammergebirge. Sehr schön ist sie auch z. B. zu sehen am Stirnrand der Lechtaldecke. Hier ist die Überschiebungsfläche dieser über die jungen Schichten der Allgäudecke ebenfalls flach nach N geneigt. (Vgl. z. B. zweites Profil von oben.) Unter den Partnachschichten liegt dann in diesen Fällen der Wettersteinkalk, so daß tatsächlich inverse Lagerung vorliegt.

So bäumt sich also die Lechtaldecke an ihrem Stirnrand steil auf und überschlägt sich auf eine lange Strecke rückwärts nach S.

Nun kommt eine weitere Komplikation hinzu. Die Lechtaldecke ist im Ammergebirge auf eine längere Strecke zweigeteilt. Der tektonisch tiefere Teil umfaßt (im Gebiet

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

zwischen Füstberg und Ammerquertal) die Dogger- u Liaskieselkalke, der tektonisch höhere die älteren Schicl glieder vom Hierlatzkalk abwärts bis zu den Partnac schichten. Beide Teile sind überall durch eine schar tektonische Linie voneinander getrennt. So stoßen mei

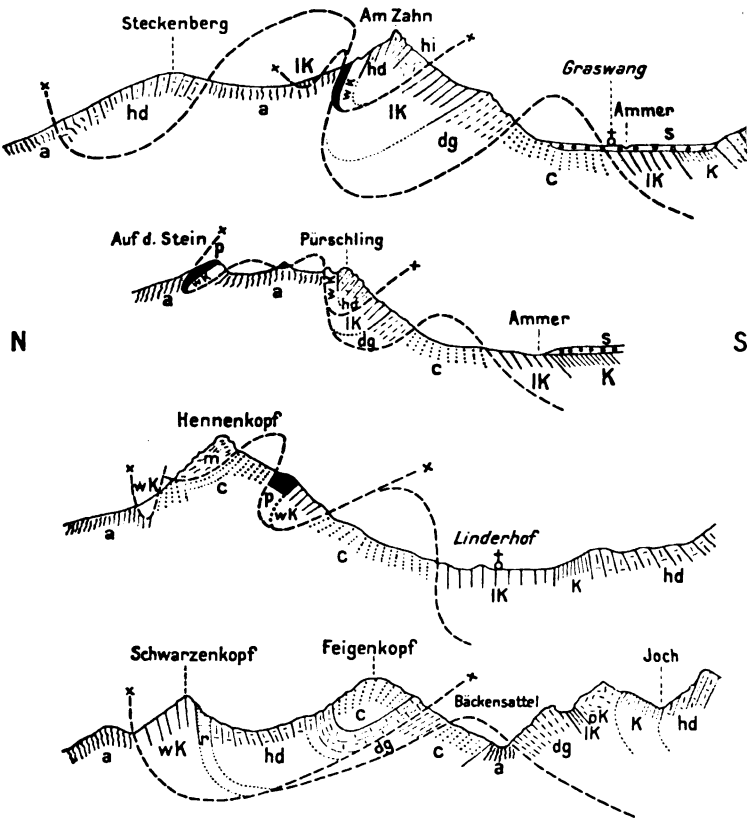


Abb. 2. Profile durch das Ammergebirge.

m Muschelkalk, p Partnachschichten, wk Wettersteinkalk, r Raibler Schichten, hd Hauptdolomit, k Kössener Schichten, ok Oberrhätkalk, hi Hierlatzkalk, lk Liaskieselkalk, dg Doggerkieselkalk, a Aptychenschichten, c Cenoman, s Schotter

Liaskieselkalke und Hauptdolomit aneinander ab, nur selten schalten sich noch Fetzen von Hierlatzkalk dazwischen ein.

Der untere Deckenteil verbindet sich über das Ammerfenster hinweg unmittelbar mit dem Fensterrahmen südlich des Fensters. Beide gehören zusammen.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Der obere Deckenteil nimmt aber eine durchaus selbständige Stellung ein. Nach S fehlen ihm jegliche Anknüpfungspunkte, er kann von nirgendwo herbezogen werden. So kann man leicht dazu geführt werden, diesen Deckenteil von der Lechtaldecke überhaupt abzutrennen und einer höheren Decke zuzurechnen. In diesem Falle käme die Inntaldecke dafür in Betracht. Auch mir schien diese Deutung zunächst sehr wahrscheinlich.

Sie ist aber nicht möglich. Denn gegen W verbindet sich dieser höhere Teil einwandfrei mit der übrigen Lechtaldecke und mit dem tektonisch tieferen Teil, beide erweisen sich im W als obere Vilser Decke. Aus diesem Grund kann auch der tiefere Teil nicht als die Fortsetzung der unteren Vilser Decke des Westens betrachtet werden.

Beide Deckenteile, der tiefere und der höhere, gehören also einwandfrei der Lechtaldecke an. Man gelangt daher zu folgender Deutung: Beim Vormarsch der Lechtaldecke wurde an irgendeinem Hindernis der Stirnrand der Decke aufgehalten und am Weitervordringen gehindert. Von S drängte aber der übrige Teil der Decke nach. Es kam zunächst zum Aufbäumen am Stirnrand, dann zur großen Rückwärtsüberkippung. Da von S immer noch die Deckenmasse nachdrängte, schoben sich die stirnwärtigen Teile der Decke, die nach rückwärts überschlagen waren, über die rückwärtigen Teile hinweg, oder, was dasselbe ist, diese wurden unter die Stirnteile hinuntergepreßt.

Zu einer Aufschiebung der hinteren Deckenteile über die vorderen Stirnteile konnte es deshalb nicht kommen, weil diese letzteren ja nach rückwärts überschlagen waren und sich infolgedessen auf die hinteren Teile aufschieben mußten.

Ich glaube mit dieser Deutung den sehr komplizierten Verhältnissen im Ammergebirge gerecht zu werden. Die weitere Kartierung wird ergeben, ob sie richtig ist.

Daß dieser Rückwärtsüberschiebung größere Bedeutung zukommt, geht daraus hervor, daß stellenweise Teile der tieferen Deckenmasse unter der höheren hindurchgehen (vgl. das oberste Profil der Profilserie).

Im Gebiet der Aufwölbungszone ist der tiefere Deckenteil überhaupt völlig weggequetscht (Profil 3 von oben).

Beiderseits des Ammergebirges, in den Hohenschwangauer Alpen und im Labergebirge, geht dann diese Tektonik wieder in die normale der hochbajuvarischen Rand-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

zone über. Ähnliche Verhältnisse scheinen dann wieder im Wendelsteingebiet zu herrschen. Auch dort ist es nach meiner Ansicht verfehlt, mit der Inntaldecke zu operieren.

Was in den übrigen bayerischen Alpen von der Tektonik des Ammergebirges übrigbleibt, ist nur die starke Aufbäumung am Stirnrand der Decken.

Welches Hindernis im Vorland des Ammergebirges oder im Untergrund die Ursache zu der extrem scharfen Rückfaltung und der Rücküberschiebung geführt hat, ist noch völlig unklar; vor Abschluß meiner Arbeiten in dortiger Gegend will ich hierüber keine Hypothesen aufstellen.

Ein sehr schönes Beispiel für die scharfe Zusammenpressung und Rückfaltung im Ammergebirge ist die Ostseite der Klammspitze. Diese besteht aus dem Hauptdolomit der hochbajuvarischen Randmulde, die hier aber völlig zusammengequetscht ist. Im Wintertalkar schaltet sich das Muldencenoman ein, im Südflügel normal über den Hauptdolomit transgredierend und in normalem Verbande, im Nordflügel dagegen wird dasselbe Cenoman vom Hauptdolomit überschoben und ist unter diesen hinuntergepreßt. Gegen W ist das Cenoman überhaupt ausgequetscht, in seiner Fortsetzung durchsetzt eine scharfe Ruschel die Scharte zwischen Großer und Kleiner Klammspitze. Die Klammspitze stellt also keinen Sattel, wie man bei flüchtiger Beobachtung annehmen könnte und Söhle auch angenommen hat, sondern eine zusammengequetschte Mulde dar.

Auf die Tektonik des Flyschgebietes einzugehen, kann ich mir hier versagen. Sie geht aus dem stratigraphischen Abschnitt, der tektonischen Skizze und dem Profil (Abb. 3) klar genug hervor.

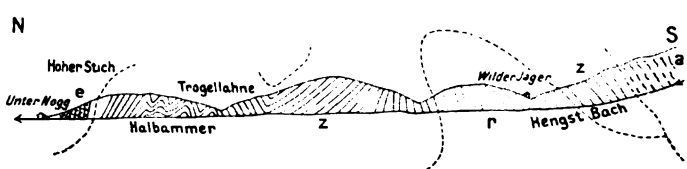


Abb. 3. Profil durch das Tal der Halbammer. 1 : 50000.
a Aptychenschichten, r Reiselsberger Sandstein, z Zementmergel, e Eocän.

Im großen Ausräumungsbecken des Murnauer Mooses ist dann das Flyschgebirge fast völlig entfernt, ähnlich wie weiter im W in der Füssener Bucht. Hier tauchen dann zum erstenmal nach längerem Unterbruch als tektonische Unterlage des ostalpinen Flysches die helvetischen Gesteine

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

wieder auf, einzelne Hügel im Moos aufbauend, die HAHN bereits erwähnt hat. Der Schichtbestand reicht von den Drusbergschichten (Barrême) über Schrattenkalk, „Gault" s. l. in die obere Kreide, die aus Seewerkalk und Leistmergeln besteht. Die genauere Aufnahme steht noch aus.

Bonn a. Rh., 20. Januar 1925.

[Manuskript eingegangen am 7. Februar 1925.]

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

12. Zur Petrographie und Entstehung der Peißenberger Pechkohle.

Von Herrn Erich Stach in Berlin-Pankow.

(Hierzu Tafel XI—XVI und 1 Textabbildung.)

Inhalt.

Seite

Einleitung 260

I. Petrographie der Pechkohle.

A. Makroskopische Beschreibung.

1. Lagerungsverhältnisse und Form der Flöze . . . 262
2. Makrostruktur der Kohle 263
3. Das Nebengestein der Flöze 271
4. Conchylieneinlagerungen 272

B. Mikroskopische Beschaffenheit.

1. Untersuchung der Kohle im Dünnschliff 274
2. Die Veraschung der Kohle 283
3. Die Mazeration der Kohle 284
4. Untersuchung im auffallenden Licht 286

C. Chemisches.

II. Entstehung der Peißenberger Pechkohle.

1. Paläogeographisches 289
2. Die Waldstandmoore 291
3. Die Fauna 292
4. Die Umwandlung der Kohle durch gebirgsbildende Kräfte 294

Ergebnisse 296

Einleitung.

Nachdem kürzlich von Robert Potonié eine erste Zusammenfassung der wichtigsten kohlenpetrographischen Arbeiten in Form einer „Einführung in die allgemeine Kohlenpetrographie" erschienen und hierdurch eine gewisse Übersicht über den Stand und die Methoden dieses allerjüngsten Zweiges der Petrographie gegeben ist, dürfte es an der Zeit sein, die systematische petrographische Untersuchung der deutschen Kohlen in Angriff zu nehmen.

Für die vorliegende monographische Bearbeitung wählte ich auf Veranlassung von Herrn Prof. Dr. R. Bärtling die bayerische Pechkohle, welche wegen ihrer eigenartigen

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Übergangsstellung zwischen Braunkohle und Steinkohle auf interessante sedimentpetrographische Ergebnisse hoffen ließ.

Die Proben für die Untersuchung wurden mir in Form mehrerer ganzer Flözprofile durch verschiedene Flöze von dem derzeitigen Leiter des Oberbergamtes Peißenberg, Herrn Oberbergrat UMHAU, in liebenswürdiger Weise zur Verfügung gestellt, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank ausspreche. In gleicher Weise möchte ich hier noch den Herren Prof. Dr. BÄRTLING, Prof. Dr. W. GOTHAN und Dr. R. POTONIÉ danken für ihre verschiedentliche freundliche Unterstützung.

Die ersten Versuche, die mikroskopische Textur der Kohle zu erkennen und zu deuten, gehen auf P. F. REINSCH[1]), FISCHER und RÜST[2]) und auf v. GÜMBEL[3]) zurück. Besonders letzterer hat die Untersuchungsmethoden verbessert und nicht nur mit Hilfe von Dünnschliffen gearbeitet; GÜMBEL hat auch gerade die bayerische Pechkohle mit den verschiedensten Methoden untersucht. Seine Ergebnisse, soweit sie mit den damaligen Mitteln zu erreichen waren, werden durch die nachfolgende Arbeit zum großen Teil bestätigt. Leider hat v. GÜMBEL die von ihm beobachteten Strukturen nicht photographiert, sondern gezeichnet, wobei natürlich viel Subjektives in die Abbildung mit hineinkommt. Im Gegensatz dazu habe ich mich bemüht, die in den Dünnschliffen, den Veraschungs- und Mazerationsprodukten sichtbaren Einzelheiten soweit irgend möglich in dem allein authentischen, nicht retuschierten Lichtbild festzuhalten.

Über die Entstehungs- und Ablagerungsbedingungen des oberbayerischen Oligocäns und der in diesem enthaltenen Kohlenflöze haben W. WOLFF[4]) und R. BÄRTLING[5]) und

---

[1]) REINSCH, P. F.: Micro-Palaeo-Phytologia. Erlangen und London 1884.

[2]) FISCHER und RÜST: Über das mikroskopische und optische Verhalten verschiedener Kohlenwasserstoffe. Z. f. Krist. 1883, S. 209.

[3]) C. v. GÜMBEL: Beiträge zur Kenntnis der Texturverhältnisse der Mineralkohlen. Sitzungsber. d. Bayer. Akad. d. Wiss. München 1883, S. 111—211.

[4]) W. WOLFF: Die Fauna der südbayerischen Molasse. Palaeontographica, Bd 43, S. 223.

[5]) R. BÄRTLING: Die Molasse und das Glazialgebiet des Hohenpeißenberges und seiner Umgebung. Geognost. Jahresh. 16, 1903.

— Zur Tektonik des Hohenpeißenberges. Z. f. pr. Geol., 20. Jahrg. 1912, Heft 3.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Stuchlik[6]) Studien gemacht. Eine eingehende Beschreibung der Peißenberger Pechkohle und Vergleiche in chemischer und geologischer Hinsicht, sowohl mit anderen Braunkohlen als mit Steinkohlen, verdanken wir v. Ammon[7]), der sich gutachtlich über Klassifikation und Wert der Pechkohle geäußert hat.

In neuerer Zeit hat K. A. Weithofer[8]) eine Arbeit über das Pechkohlengebiet des bayerischen Alpenvorlandes verfaßt.

Vom Standpunkte des Chemikers ist die Frage der Zusammensetzung und Entstehung der eigenartigen Pechkohle kürzlich von E. Erdmann[9]) behandelt worden, dessen interessanten Ergebnisse mit den geologischen Tatsachen im besten Einklang stehen. Wertvolle Angaben betreffs der Entstehung der Pechkohlen sind ferner von W. Petrascheck[10]) und K. Pietzsch[11]) gemacht worden.

I. Petrographie der Pechkohle.

A. Makroskopische Beschreibung.

1. Lagerungsverhältnisse und Form der Flöze.

Zum besseren Verständnis der Makrostruktur der Peißenberger Kohle seien zunächst ihre allgemeinen Lagerungsverhältnisse beschrieben. Die oligocäne Pechkohle ist eingelagert in Molasseschichten, die durch die Alpenfaltung steil aufgerichtet sind. Im N stoßen die Flöze an einer

---

[6]) Stuchlick: Die Faziesentwicklung der südbayerischen Oligocänmolasse. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanstalt 1906, Bd. 56, S. 277.

[7]) v. Ammon: Die oberbayerische Pechkohle. Geognost. Jahresh. S. 277, Bd. 22, 1909, S. 289—302.

[8]) K. A. Weithofer: Das Pechkohlengebiet des bayerischen Alpenvorlandes und die Oberbayerische Aktiengesellschaft für Kohlenbergbau. — Denkschrift aus Anlaß des 50jährigen Bestandes der Oberbayerischen A.-G. für Kohlenbergbau. München 1920, Univ.-Druckerei, Dr. C. Wolf & Sohn.

[9]) E. Erdmann: Der genetische Zusammenhang von Braunkohle und Steinkohle auf Grund neuer Versuche. Brennstoff-Chemie, H. 12, S. 177—186, 1924. Siehe auch Jahrbuch des Hall. Verb. 1924.

[10]) W. Petrascheck und B. Wilser: Studien zur Geochemie des Inkohlungsprozesses. Diese Zeitschr., Bd. **76**, 1924, Monatsber. S. *200—214*.

[11]) K. Pietzsch: Die Braunkohlen Deutschlands. Handbuch der Geologie und Bodenschätze Deutschlands, III. Abt., Bd. **1**, 1925.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

steil nach S einfallenden Überschiebung ab. Die Querstörungen, die gleichfalls auf Pressung zurückzuführen sind, sind nicht von allzu großer Bedeutung, da sie die Schichten nicht wesentlich verschieben. Unter den Querstörungen finden sich einige Drehverwerfungen. Das ganze Störungsbild macht in allen Einzelheiten den Eindruck eines stark gepreßten und gestauchten Gebietes. Dehnungsverwerfungen fehlen völlig. Alle an den Verwerfungsklüften zu beobachtenden Erscheinungen, wie Flexuren, Fältelungen, Kluftbrekzien, Brucherscheinungen usw., deuten auf starken Gebirgsdruck hin. Diese Beobachtungen sind sowohl für die makroskopische wie für die mikroskopische Petrographie von Bedeutung. Das tektonische Bild erklärt die dynamometamorphe Umwandlung der Kohlenablagerungen.

Auffallend und charakteristisch für die zur Entstehungszeit herrschenden Sedimentationsbedingungen ist die Ausbildung und Form der Flöze. Im Gegensatz zu der außerordentlich gleichmäßigen Ausbildung der Flöze des Karbons, beispielsweise des Ruhrkarbons, in welchem die Flöze so wie die ihnen zwischengelagerten Schichten in fast völlig gleichbleibender Ausbildung sich über weite Strecken hin fortsetzen, keilen die Flöze des Peißenberger Oligocäns oft recht plötzlich aus. Auch ist der Wechsel der Mächtigkeit auf kurze Entfernungen oft recht stark. Aus den Flözlängsprofilen ersieht man, daß auch die Stärke der Bergemittel großen Schwankungen unterworfen ist, was praktisch von großer Bedeutung ist. Während man bei paralischen Karbonflözen meist mit Sicherheit voraussagen kann, daß sie ihre Mächtigkeit auf meilenweite Strecken beibehalten, läßt sich dies von den oligocänen Flözen des Peißenberges nicht behaupten. Hier schalten sich plötzlich flache Linsen von Stinkstein oder Tonschiefer ein, die an einigen Stellen stark anschwellen, um dann ebenso rasch wieder abzunehmen und zu verschwinden. Hierdurch werden die Flöze stellenweise völlig unbauwürdig, da die Kohle von tauben Gesteinsmassen verdrängt wird. Dies deutet auf sehr unregelmäßige Ablagerungsbedingungen bei der Entstehung der Flöze hin. Diese Ausbildungsform der Flöze, die zunächst im großen auffällt, wiederholt sich dann auch im kleinen an einzelnen Flözpartien.

2. Makrostruktur der Pechkohle.

Das auffallendste Merkmal der Peißenberger Pechkohle, dem diese auch in erster Linie ihren Namen ver-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

dankt, ist der ausgesprochene hohe Glanz dieser Kohle, der deutlich an flüssiges Pech erinnert. R. Potonié[12]) sagt hierüber: „Wenn man die Pechkohlen längs der Schichtoberflächen auseinanderlöst, hat man den Eindruck, die Oberflächen von ausgegossenem, soeben erhärtetem Pech vor sich zu haben."

In bezug auf diesen hohen Glanz ähnelt die Pechkohle sehr den karbonischen Steinkohlen. Bei diesen wechseln bekanntlich stark glänzende Kohlenlagen mit matten ab, weshalb die karbonische Kohle im Vertikalschnitt betrachtet auch als „Streifenkohle" charakterisiert werden kann. Auch diese Streifung, hervorgerufen durch matte und glänzende Kohlenlagen, ist bei der Peißenberger Pechkohle zuweilen zu beobachten, wodurch diese der Karbonkohle noch ähnlicher wird. In der Hauptsache jedoch ist die Kohle durchweg glänzend. Die matten Streifen treten in der Nähe des Hangenden oder Liegenden des Flözes auf und werden umso breiter und zahlreicher, je mehr sie sich dem angrenzenden Gestein nähern. Schon diese Beobachtung führt zu der Vermutung, daß die matten Lagen stärkere Beimengungen von mineralischer Substanz enthalten und dadurch den Glanz der nicht verunreinigten Kohle verloren haben.

Eine weitere charakteristische, makroskopisch sichtbare Eigenschaft ist der muschelige Bruch der Pechkohle. In den Partien, welche offenbar mineralische Beimengungen enthalten, verschwindet der muschelige Bruch. Er wird ferner an den Stellen verhindert, an welchen die Kohle stark von Klüften, von Schlechten und Lassen durchsetzt ist. Hier bricht die Kohle, den Klüften folgend, in parallelepipedische Stücke mit mehr oder weniger ebenen Begrenzungsflächen. Der Glanz ist auf diesen Flächen nicht überall derselbe. Zuweilen stehen die Schlechten und Lassen sehr eng und in gleichmäßigen Abständen. Dann verursachen sie einen eigenartigen zackigen, sägeartigen Bruch der Kohle.

Auf den Klüften zeigen sich häufig Rutschstreifen und spiegelblanke Harnische, die auf eine starke mechanische Beanspruchung der Kohlenablagerungen hinweisen. Die Verschiebungen, durch welche die Harnische erzeugt worden sind, brauchen nur sehr gering gewesen zu sein. Bei-

[12]) R. Potonié: Einführung in die allgemeine Kohlenpetrographie. Berlin, Borntraeger 1924, S. 87.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

spielsweise konnte ich am Nebengestein (Stinkstein), im Liegenden des Flözes 14, Verschiebungen von nur Bruchteilen eines Millimeters feststellen, die deutliche, wohlausgeprägte Harnische mit Streifen hervorgerufen hatten. Trotz dieses geringen Verschiebungsbetrages besitzt die Politur des Harnisches den gleichen Glanz wie ein zu einem beträchtlichen Verwurf von vielen Metern Ausmaß gehöriger Spiegel. Die Länge der Bewegungsbahn ist also für die mehr oder weniger deutliche Ausbildung eines Harnisches, auch eines Kohlenspiegels, belanglos.

Die Schichtflächen sind meistens stumpf und zeigen verschiedenartige Strukturen. So lassen sich makroskopisch zuweilen Figuren auf den Schichtflächen erkennen, die keinen Glanz besitzen und an Holzstrukturen erinnern.

Wie schon erwähnt, ist die Klüftung manchmal so stark ausgeprägt, daß der Bruch in der Hauptsache nach diesen Klüftungsflächen erfolgt und der muschelige Bruch vollständig verdeckt ist. Diese Kluftflächen können auch als Schieferungsflächen bezeichnet werden. Die Schieferungsflächen, auch Schlechten oder Lassen genannt, stehen fast genau senkrecht auf den Schichtflächen und bestehen aus zwei Systemen, die einen Winkel von meist 90° oder annähernd 90° miteinander bilden.

Die Entstehung der Schlechten und Lassen im allgemeinen ist von H. v. Höfer[13]) näher beschrieben worden. Höfer hat zahlreiche Beobachtungen über das Verhalten dieser Kohlenklüfte gesammelt. Er kommt zu dem Schluß, daß die Schlechten und Lassen mit der Tektonik nichts zu tun haben, daß der Impuls zu ihrer Entstehung in den Kohlenflözen selbst gelegen hat und daß diese Klüfte auf entokinetische Vorgänge zurückgeführt werden müssen.

O. Stutzer[14]) dagegen vertritt die Ansicht, daß die Schlechten tektonischen Ursprungs und durch den Gebirgsdruck hervorgerufen worden seien. Die Beobachtungen an den Peißenberger Kohlenflözen haben mich dazu geführt, der letzten von Stutzer verteidigten Anschauung in der Hauptsache beizupflichten. Indessen ist auch dem Inkohlungsprozeß ein wesentlicher Einfluß auf die Schlechten-

[13]) H. v. Höfer: Schwundspalten, Schlechten und Lassen. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 1915, Heft 1 u. 2.

[14]) O. Stutzer: Über einige auf Druck und Zerrung zurückzuführende Strukturen, Verbandsverhältnisse und Absonderungsformen von Kohle. Glückauf 1920, Heft 20, S. 389.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

bildung nicht abzusprechen. Während der Inkohlung verringert sich das Volumen der Kohle beträchtlich, und es ist Veranlassung zur Bildung von Schwundklüften gegeben. Diese Schwundklüfte müßten an sich ohne Mitwirkung irgendeines Druckes unregelmäßig verlaufen oder aber eine mehr oder weniger symmetrische, polyedrische Struktur hervorrufen. Die Schlechten und Lassen besitzen aber auch in der Peißenberger Kohle eine auf weite Erstreckung gleichbleibende Richtung, die auf die Mitwirkung tektonischen Druckes hinweist. Wichtig ist die Beobachtung, daß diese Klüfte in der Pechkohle in den verschiedenen, durch Bergemitteln voneinander getrennten Flözteilen in übereinstimmender Lage vorkommen, durch die Bergemittel selbst jedoch n i c h t hindurchsetzen. Auch lassen sich Fälle beobachten, wo die Klüfte in der reinen Kohle wohlausgebildet sind, aber nicht in die matten, durch mineralische Beimengungen ausgezeichneten Lagen hinein fortsetzen. In den reinen, durch die kluftfreien matten Lagen getrennten Kohlenlagen besitzen die Klüfte miteinander genau übereinstimmende Richtung. Auch C. v. Gümbel[15]) gibt an, daß sich in den starkglänzenden Flözlagen eine ähnliche würfelige Zerklüftung zeigt, wie in jenen der echten Steinkohle, daß diese Klüftung aber nicht durch die matten Lagen hindurchgreift. Ist in den matten Zwischenlagen stellenweise eine Klüftung zu beobachten, so ist sie ganz unregelmäßig und stimmt mit der in den glänzenden Lagen nicht überein.

K. A. Weithofer sagt in bezug auf die oligocäne Kohle von Miesbach in Oberbayern, daß die senkrechte Stellung der Lassen zur Flözebene an die „lagige Glanzkohle" gebunden sei. In der anderen Kohle sind die Lassen geneigt, falls sie nicht ganz wirr verlaufen. Das gleiche gilt für die Peißenberger Flöze.

Auch in das Nebengestein setzt die Kohlenklüftung nicht oder meist nicht fort. Das ist aus Abb. 1 und 2 auf Taf. XI zu ersehen. Abb. 1 zeigt die Klüftung der Kohle im Handstück, Abb. 2 die gleiche Erscheinung im Kleinen an einem mikroskopischen Flözchen. Die Klüftung macht meist mit dem letzten glänzenden Kohlenband halt. Im Nebengestein können die Klüfte die gleiche Richtung haben, aber oft stimmen sie mit den Lassen in der Rich-

[15]) C. v. Gümbel: Beiträge zur Kenntnis der Texturverhältnisse der Mineralkohlen. Sitzungsb. d. Bayr. Akad. d. Wiss. 1883.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

tung nicht überein. Das Streichen der Schlechten fällt nicht zusammen mit dem der Flöze. Es bildet verschiedene Winkel mit dem Flözstreichen. Die Schlechten sind dort am deutlichsten ausgeprägt, wo die Kohle am festesten ist. Meist treten zwei Systeme von Schlechten auf, die verschieden deutlich entwickelt sein können. Mitunter verschwindet das eine System ganz. Daß die Schlechten in einzelnen, durch Zwischenmittel getrennten Bänken desselben Flözes nicht gleichgerichtet waren, wie von einigen Beobachtern von anderen Kohlengebieten angegeben wird, konnte ich hier nicht beobachten.

Für die tektonische Entstehung der Schlechten und Lassen spricht aber nicht nur die gleiche Richtung des Kluftstreichens der einzelnen Bänke eines Flözes, sondern auch der Vergleich des Lassenstreichens in verschiedenen untereinanderliegenden Flözen. Nach englischer Literatur stimmt das Streichen der Kohlenklüfte in den verschiedenen übereinanderliegenden Kohlenflözen überein. Auch H. v. Höfer zeigt für die Flöze des Hohenegger Schachtes im Ostrau-Karwiner Revier auf Grund einer Tabelle, daß die Schlechten in fünf untereinanderliegenden Steinkohlenflözen annähernd dasselbe Streichen besitzen. Eine Erklärung für diese auffallende Erscheinung gibt Höfer nicht. Von Frieser[16]) ist angegeben worden, daß die Schlechten in den drei Flözen des Karlsbader Braunkohlenreviers (Nordwest-Böhmen) herzynisches Streichen aufweisen, also ein Streichen, das mit jenem der dortigen Quarzgänge, Quellspalten und Hauptklüfte im älteren Rand- und Grundgebirge übereinstimmt. Frieser schreibt diesen herzynisch streichenden Schlechten gleichfalls tektonische Entstehung zu. Eine Ausfüllung besitzen die Kohlenklüfte der Peißenberger Kohle nicht immer. Häufig beobachtet man Kalkspat auf den Klüften. Höfer und Stutzer haben an Schlechten mehrfach Ausfüllungen von Schwefelkies, Kalkspat, Gips, Eisenocker, Hartit usw. gefunden. Jedenfalls aber findet sich in den Kohlenklüften, und das gilt auch für die Peißenberger Kohle, niemals Hangendmaterial, d. h. also, die Klüfte sind jünger als das Hangende.

Im ganzen ergibt sich für die Entstehung der Schlechten in der untersuchten Kohle folgendes Bild.

---

[16]) Frieser: Das herzynische Kluftsystem in den Kohlenmulden von Falkenau, Ellbogen und Karlsbad. österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1914, Nr. 17 u. 18.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Die Kohle, welche während der Sedimentation des direkten Hangenden wahrscheinlich noch nicht allzu fest gewesen ist, besaß zunächst noch nicht das heutige reduzierte Volumen. Dieses erhielt sie erst im Laufe der Zeit durch die Inkohlung und den Gebirgsdruck. Durch den Druck des Hangenden auf das Kohlenflöz wurde dieses zusammengepreßt und gab viel Wasser ab. Der Inkohlungsprozeß ging unter Stoffverlust langsam weiter und verursachte ebenfalls eine Volumenabnahme. Durch die Abgabe von Wasser, Kohlensäure und Methan erhielt die Kohle die Neigung, Schwundklüfte zu bilden. Bei der Auffaltung war die Kohle, wenn auch nicht direkt weich, so doch noch von solcher Konsistenz, daß eine Schlechtenbildung nicht stattfinden konnte. Schließlich, nachdem die Flöze schon gefaltet waren, erreichte die Kohle den für die Schlechtenbildung geeigneten Zustand. Die Richtung der Schlechten in der Kohle wurde nun durch den anhaltenden posthumen Gebirgsdruck vorgezeichnet, ist also tektonischen Ursprungs. Auf diese Weise werden auch die von v. Höfer beschriebenen Fälle verständlich, in denen die Lassen mit unverändertem Streichen Flözwindungen durchsetzen, also bestimmt nach der Faltung der Flöze entstanden sind. Doch spricht dieser Umstand m. E. nicht, wie v. Höfer meint, gegen die Mitwirkung des tektonischen Druckes bei der Schlechtenbildung, sondern gerade dafür. Ferner wird durch diese Vorstellung auch die Erscheinung erklärt, daß die Schlechten in den einzelnen Bänken eines Flözes (ohne durch die Zwischenmittel hindurchzusetzen) und sogar in einer Reihe von übereinanderfolgenden Flözen die gleiche räumliche Lage besitzen. Zur Erklärung dieser oft gemachten Beobachtung reicht die bloße Tatsache des Materialverlustes bei der Inkohlung nicht aus. Die in weit voneinander getrennten Teilen und auf weite Längserstreckung eines Flözes gleichbleibende räumliche Lage der Schlechten ist durch tektonische Kraft entstanden. Hierfür spricht weiter die Beobachtung, daß die Kohlenklüfte zuweilen in der gleichen Weise ins Liegende und Hangende der Kohle fortsetzen, wofür ich Belegstücke aus dem Peißenberger Revier gesammelt habe. Meist setzen die Kohlenklüfte allerdings nicht in das angrenzende Nebengestein fort, was sich aber leicht aus der geringen Stärke des posthumen Gebirgsdruckes (dessen Richtung übrigens von dem vorausgegangenen Faltungsdruck mehr oder weniger abweichen kann) erklärt. Es wurde zwar die

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Kohlenmasse geschiefert, nicht aber das festere Nebengestein.

Zwei Faktoren sind es also, die bei der Schlechtenbildung mitwirken, der Materialverlust bei der fortschreitenden Fossilisation der Kohle und der Gebirgsdruck.

Die außerordentliche Regelmäßigkeit der Kohlenklüfte dürfte mehr dazu berechtigen, von einer Kohlenschieferung als von Schwundklüften zu sprechen.

Die Augenbildung.

Eine eigenartige, auch bei der oberbayerischen Pechkohle zu beobachtende Erscheinung, die mit der Bildung der Schlechten in Zusammenhang steht, ist die Augenbildung. Sie ist von R. Potonié[17]) eingehend beschrieben worden, der auch gerade Augen aus der Peißenberger Kohle abgebildet hat. Augenkohle läßt sich am besten in Flöz 16 auffinden. Der von R. Potonié dargelegten Auffassung über die Entstehung der Augen möchte ich durchaus beipflichten. Er sagt über die Augenbildung, daß sie Hand in Hand mit der Schlechtenbildung gehe. Die Art und Weise der Schlechtenbildung sei hierbei gleichgültig. Man muß sich vorstellen, daß die Fugen, welche ja manchmal ziemlich breit werden können, nicht plötzlich entstanden sind, sondern sehr langsam, wie ja auch der Inkohlungsprozeß, besonders in den letzten Stadien, sehr langsam fortschreitet. Während die Kohlenkluftwände sich langsam voneinander entfernten, drangen gallertartige Humusstoffe (Dopplerit) in die Klüfte ein und heilten sie aus. Gleichzeitig mit diesen kolloidalen Humuslösungen gelangten Gase in die Klüfte und bildeten in der spaltenfüllenden Flüssigkeit Gasblasen, die an einigen Stellen erhalten blieben, bis die Ausfüllung der Spalte mit doppleritischer Substanz beendet war. Diese Blasenräume wurden später mit mineralischen Substanzen ausgefüllt und bildeten nach dem Auseinanderbrechen der Kohle an den Schlechten die „Augen". Daß es sich um Gasblasen gehandelt hat, zeigt auch die beigefügte Textabb. 1 von winzigen Augen der Peißenberger Pechkohle (Vergr. 300:1), wo zwei Augen nach Art von Gasblasen aneinandergrenzen.

Nimmt man die Mitwirkung tektonischen Druckes bei der Schlechtenbildung an, so ist wahrscheinlich, daß die

---

[17]) R. Potonié, Einführung in die allgemeine Kohlenpetrographie.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Augen in der Hauptsache auf den in der Schubrichtung liegenden Schlechten zu finden sein müssen, da diese Klüfte sich weiter öffnen mußten als die zu ihnen senkrecht stehenden. Ausreichende Beweise hierfür konnte ich bisher nicht beibringen.

Die Streifung.

Wie schon eingangs erwähnt, besitzt die Pechkohle z. T. eine deutliche Wechsellagerung von matten und glänzenden Kohlenschichten, die im Querbruch eine mehr oder weniger deutliche Streifung, wie sie für karbonische Streifenkohle charakteristisch ist, erkennen lassen. Allerdings treten die matten Streifen gegenüber den glänzenden

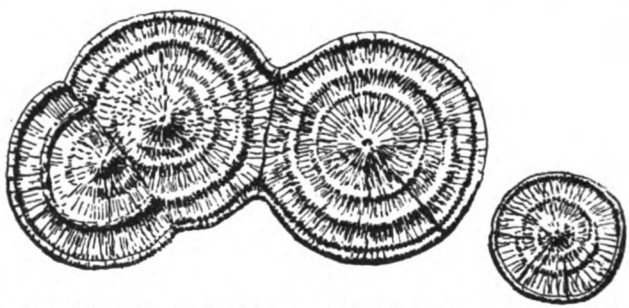


Abb. 1. Mikroskopische Augen in der Peißenberger Pechkohle. (Mit dem Erzmikroskop in auffallendem Licht beobachtet. Vergrößerung 300 : 1)

sehr zurück. Innerhalb der glänzenden Kohle beobachtet man häufig einzelne linsenförmige Lagen, die durch besonders starken Glanz auffallen und eine spiegelblanke Bruchfläche zeigen. Überhaupt weisen die glänzenden Lagen stellenweise einen verschieden starken Glanz auf. Die matten Streifen haben ihr mattes Aussehen infolge stärkerer Beimengung von mineralischen Substanzen, insbesondere Kalk und Ton, erhalten: Die matten Kohlenstreifen, die sich meist nur an der Grenze gegen ein Bergemittel finden, heben sich auch dadurch hervor, daß sie unregelmäßigen Bruch besitzen. Die matten Streifen halten nicht auf weite Erstreckung hin aus. In vielen Fällen sind sie nicht als Mattkohle, sondern wegen des Überwiegens der anorganischen Substanz über die organische besser als Kohlenschiefer zu bezeichnen, zwischen welchen beiden Ablagerungen alle Übergänge existieren.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Der lagenförmige Bau der Peißenberger Pechkohle wird noch unterstrichen durch das stellenweise massenhafte Auftreten von Schalenlagen in der Kohle, die sich durch ihre weiße Farbe als dünne weiße Striche im Querbruch zu erkennen geben. Diese Lagen halten gleichfalls nicht aus, sondern bilden nur ganz unregelmäßige örtliche Absätze.

3. Das Nebengestein.

Um die Entstehungsbedingungen für die Peißenberger Pechkohle richtig erkennen zu können, ist es erforderlich, auch die petrographische Beschaffenheit des Nebengesteins zu untersuchen. Die Flöze, welche in den Cyrenenmergeln (Brackwassermolasse) des Oberoligocän liegen, werden begleitet von gelblichen, bituminösen Kalken, sogenanntem Stinkkalk oder Stinkstein, und hell- bis dunkelgrauen bituminösen mergeligen Schiefern, den sogenannten Stinkschiefern.

Der Bergmann unterscheidet zwischen braunem und gelbem Stinkstein, je nachdem, ob dem Kalk mehr oder weniger bituminöse und inkohlte Substanz eingelagert ist. Der braune Stinkstein geht häufig in Kohleschiefer über. Überhaupt finden sich alle Übergänge von Kohle in Stinkstein oder in Stinkschiefer vertreten. Die Flöze besitzen oft recht zahlreiche, zuweilen sehr mächtig werdende Bergemittel, welche die Kohle schließlich ganz verdrängen können. Aus dem Studium dieser Übergänge der Kohle ins Nebengestein sowohl in vertikaler wie in horizontaler Richtung lassen sich manche Schlüsse auf die Entstehungsbedingungen und die paläogeographischen Verhältnisse ziehen. Schon makroskopisch läßt sich erkennen, daß äußerst ruhige Wasserströmungsverhältnisse geherrscht haben müssen, da von allen Arten Nebengestein wie von den Kohlenablagerungen die schmalsten und feinsten Lagen vorkommen, so daß eine außerordentlich feine und verhältnismäßig gleichmäßige Schichtung zu erkennen ist. In der Kohle wechseln wenige Zentimeter mächtige Bergemittel von bituminösen, bräunlichgrauem Kalkstein mit mehreren Dezimeter mächtigen Kohlenpacken, und im Stinkstein folgen 1—2 cm mächtige Kohlenstreifen oder kohlige Substanz enthaltende matte bis glänzende Streifen auf hellere, bräunliche Kalksteinlagen. Im Stinkstein bilden die Ablagerungen der kohligen Substanz häufig haarfeine kurze Streifchen, die sich deutlich aus der helleren Kalk-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

steingrundmasse abheben und diesem eine regelmäßige Schichtungsstruktur verleihen. Das Zersplittern und Endigen von kleinen Kohlenschmitzchen ist zuweilen vorzüglich zu beobachten und vermittelt anschauliche Vorstellungen von dem plötzlichen Endigen von Kohlenflözen, der gleichen Erscheinung im großen.

Abb. 1 auf Taf. XI, welche den Übergang eines Flözchens in Stinkstein darstellt, zeigt diese feine Schichtung an einem angeschliffenen Handstück. Unter der Lupe löst sich diese Streifung in eine noch viel feinere streifige Zeichnung auf, die durch die zahllos eingelagerten winzigen Muschelschälchen hervorgerufen wird. Die Abbildung zeigt ferner auch, daß die Schlechten, welche auf den Schichten senkrecht stehen, nicht in das Nebengestein hinein fortsetzen.

Der Stinkschiefer besitzt gleichfalls Kohlenstreifen und, was besonders hervorgehoben sei, er enthält zuweilen kleine Kohlestückchen, die schon mit bloßem Auge als Holzkohle erkannt werden, da die Holzstruktur deutlich sichtbar ist.

Flöz 9 der Peißenberger Kohlenflöze besitzt eine 1,45 m mächtige Einlagerung, einen grauen Mergel, der als Zementmergel abgebaut wird. Dieses Zementmergelflöz wird im Hangenden von Stinksteinstreifen und im Liegenden von ganz schwachen Kohlenflözchen begleitet. Zwischen den einzelnen Flözen liegen Sandstein- und Mergelschichten, die brackische Conchylien und Blattreste führen. Nach v. GÜMBEL gehören die gut erhaltenen Pflanzenreste überwiegend dikotyledonischen Laubbäumen an. Coniferen und andere Gewächse treten demgegenüber weit zurück. Er hebt besonders hervor, daß gut erkennbare Baumstämme selten beobachtet worden seien.

Eine genaue Aufzählung und Beschreibung der Peißenberger Flöze, sowie auch ihrer Zwischenglieder gibt v. GÜMBEL in seiner Geologie von Bayern, Bd. II, S. 330.

4. Die Conchylieneinlagerungen.

Die in petrographischer Hinsicht eigenartigste Erscheinung der Peißenberger Kohle ist das häufige Vorkommen von Conchylien in der Kohlenmasse selbst. Und zwar ist es in der Hauptsache *Planorbis*, die man in stark zerbrochenen Exemplaren auf den Schichtflächen der Kohle findet. Auch *Helix* kommt häufig vor. Da die Schalen überall so zusammengedrückt sind, daß die Windungen in einer Ebene liegen, und die Windungen selbst sehr ver-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

quetscht sind, so lassen sich genauere Artbestimmungen der in der Kohle auftretenden Fossilien nicht durchführen. Es spricht aber nichts gegen eine Süßwasserfauna. Die Individuen sind meist ziemlich klein, aber sehr zahlreich. Die Schichtflächen sind stellenweise wie übersät mit kleinen Planorbisschalen. Die Schalen sind nicht etwa von toniger oder mergeliger Substanz umhüllt, sondern liegen völlig frei direkt in der Kohle. Die Schalenskulptur drückt sich bis ins einzelnste genau in der umgebenden glänzenden Kohlenmasse ab.

Betrachtet man die Art und Weise der Schalenzertrümmerung, so wie sie sich im makroskopischen und mikroskopischen Bilde zeigt, so sieht man, daß die Schalen zwar in viele Stücke zerbrochen sind, daß diese Schalenstücke aber nicht regellos durcheinanderliegen, sondern so, daß die Bruchstücke sich wie die Scherben eines durch Druck zerbrochenen Tellers an der von ihnen ursprünglich eingenommenen Stelle befinden. Die Individuen sind daher, wenn auch oft stark deformiert, meist als *Planorbis* zu erkennen. Diese Art der Zertrümmerung ist jedenfalls nicht mit Einschwemmung der Schalen in Verbindung zu bringen, sondern mit nachträglichem tektonischen Druck. Der Erhaltungszustand der Schalen ist in diesem Falle kein Moment, daß auf allochthone Entstehung der Schalenlagerungen hinweist.

Weiterhin ist die Lage der Schneckenschichten im Verhältnis zu den Flözen, Flözchen oder Schmitzen beachtenswert. Bei eingehenderem Studium der Beziehungen der Flöze zum Nebengestein macht man immer wieder die Beobachtung, daß oft im Liegenden eines Flözes die Schneckenschalen sich häufen und sich stellenweise zu einer deutlichen Schicht zusammenschließen (vgl. Abb. 1 Taf. XI). Während im liegenden gelben oder bräunlichen Mergel (Stinkstein) die Schalenreste wohl häufig, aber nicht in geschlossenen Lagen vorkommen, beginnt plötzlich das Flöz mit einer solchen schalenreichen Schicht.

Außer im Liegenden der Kohle und in dieser selbst treten Conchylien regelmäßig im Hangenden der Peißenberger Flöze auf. Meist liegt auf der obersten Bank des Kohlenflözes der gelbe bituminöse Kalkstein, welcher in den sogenannten „Muschelschiefer" übergeht, mit welchem die Flözprofile nach obenhin abschließen. Diese Schiefer enthalten stellenweise Cerithium margaritaceum in

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

sehr zahlreichen Exemplaren. In dem 7,5 m mächtigen Muschelschiefer im Hangenden von Flöz 17 wurden von R. BÄRTLING[18]) *Cyrena semistriata*, *Cerithium margaritaceum* und *Ostrea cyathula* nachgewiesen. Auf Flöz 16 kommt *Arca cardiiformis* sehr häufig vor.

B. Mikroskopische Beschaffenheit.

Zur mikroskopischen Untersuchung der Peißenberger Pechkohle wurden vier Methoden verwandt:

1. Die Untersuchung der Kohle im Dünnschliff,
2. Veraschung von Kohlensplittern,
3. die Mazeration der Kohle und
4. die Untersuchung im auffallenden Licht.

Während es sich bei den ersten drei Methoden um Beobachtungen im durchfallenden Licht handelt, wurde in der vierten die Untersuchung im auffallenden Licht mit dem Erzmikroskop ausgeführt, wobei die Anschliffläche nach einer neuen amerikanischen Methode präpariert wurde. Die vergleichende Betrachtung der Ergebnisse dieser vier Methoden ergibt ein sicheres Bild des hauptsächlichen Ursprungsmaterials der Pechkohle.

1. Untersuchung im Dünnschliff.

Obgleich der Amerikaner E. C. JEFFREY[19]) hervorragende Ergebnisse durch mit dem Mikrotom hergestellte Dünnschnitte erhielt, ist man neuerdings doch wieder zu den Dünnschliffen zurückgekehrt. Da die Anfertigung von Kohlenschnitten technisch große Schwierigkeiten bereitet und lange Zeit und große Übung erfordert, so ist von dieser Methode Abstand genommen worden.

Nach manchen vergeblichen Versuchen ist es mir jedoch gelungen, mit Hilfe des Präparators BEHRENS Kohlendünnschliffe herzustellen, welche die gleichen mikroskopischen Feinheiten aufweisen wie die Schnitte JEFFREYS.

Die Methode, nach welcher ich diese Dünnschliffe anfertigen ließ, und die bei jeder anderen Kohlenart in den Einzelheiten variiert werden muß, sei hier kurz beschrieben.

---

[18]) R. BÄRTLING, Die Molasse und das Glazialgebiet des Hohenpeißenberges und seiner Umgebung. Geognost. Jahreshefte, 16, 1903.

[19]) E. C. JEFFREY, Coal and Civilisation, The Macmillan Company, New York, 1925.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Herstellung eines Kohlendünnschliffes.

Ein nicht zu großes geeignetes Kohlebröckchen wird auf einer heißen Eisenplatte angewärmt und darauf in einem Tiegel mit Kanadabalsam (ohne Schellackzusatz) 3—5 Minuten bei kleingeschraubtem Bunsenbrenner eingekocht. Dann läßt man das Kohlestück gut abkühlen und schleift auf einer Eisenplatte mit Karborundum und Wasser die gewünschte Fläche an. Da der Kanadabalsam beim ersten Einkochen das Stück nicht ganz und gar durchdringt, muß die angeschliffene Fläche besonders gegen Wasser unempfindlich gemacht werden. Dies geschieht durch nochmaliges Einkochen des Kohlebrockens in Kanadabalsam 3—5 Minuten lang, wobei nur die angeschliffene Fläche eingetaucht zu werden braucht. Nach dem Abkühlen wird die Fläche weiter auf einer Glasplatte mit wenig feinem Kugelschmirgel (geschlämmtem Schmirgel) geschliffen und dieser Schmirgel äußerst fein verrieben, bevor man zum Polieren übergeht. Als besonders geeignet zum Poliermittel für Kohle hat sich Zinnasche erwiesen. Man poliert mit Zinnasche auf einer Lederscheibe (besser als Stoffscheibe) je nach der Größe der zu polierenden Fläche 5—10 Minuten lang. Vertiefte Risse sollen nicht mehr beobachtbar, sondern von Kanadabalsam ausgefüllt sein. Der Schliff wird nun gereinigt und die noch anhaftende Zinnasche mit einem feinen Haarpinsel entfernt. Sodann wird der Anschliff getrocknet, auf 105° erwärmt und auf den Objektträger aufgekittet. Nun wird die gegenüberliegende Fläche zunächst mit Karborundum auf der Eisenplatte, danach mit Kugelschmirgel auf der Glasplatte geschliffen, bis die Kohle gelbbraun und durchsichtig geworden ist. Ein letztes Polieren mit Zinnasche auf der Lederscheibe, das aber äußert vorsichtig ausgeführt werden muß, erhöht die Durchsichtigkeit des Dünnschliffs. Zum Schluß wird derselbe eingedeckt.

Die Kohle im Dünnschliff.

Ein Umstand, welcher die Herstellung von Kohlendünnschliffen sehr erschwert, ist die schon makroskopisch zu beobachtende und auch weiter oben schon beschriebene starke Zerklüftung der Kohle. Diese prägt sich im Dünnschliff deutlich aus. Da die einzelnen Bruchstücke an ihren Rändern beim Schleifen am ehesten dünn werden, und von den Rändern Teile fortgerissen werden, so werden die Klüfte durch das Schleifen immer breiter und auffallender. Nur mit Hilfe der oben beschriebenen Methode ist es ge-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

lungen, zusammenhängende Dünnschliffe der stark zerklüfteten Pechkohle herzustellen. Unregelmäßige, auf Materialschwund hindeutende Risse sind deutlich auf Abb. 9 auf Taf. XIII zu beobachten. Die makroskopisch wichtigen Schlechten und Lassen finden sich auch, wie Abb. 2 zeigt, im mikroskopischen Bild wieder. Auch hier läßt sich deutlich erkennen, daß die Kohlenklüfte senkrecht zur Schichtung stehen und nicht in den hangenden und liegenden Stinkstein hinein fortsetzen. Die Brüche weisen einen deutlichen Kluftraum auf, der allerdings in dem Bilde durch Überstrahlung vergrößert erscheint, trotzdem aber auf Schwundrisse hindeutet. Im Nebengestein sind bituminöse Substanz und Schneckenschalen zu beobachten. Auf den Abbildungen 3—10, welche Strukturbilder der Peißenberger Pechkohle in starker Vergrößerung darstellen, kommt vor allem zum Ausdruck, daß die Pechkohle im Dünnschliff keineswegs so homogen aussieht wie im Handstück. Die Streifung macht sich auch hier bemerkbar und tritt zuweilen sehr stark hervor. Abb. 4 zeigt einen Streifen von etwas klareren Lagen, die als Vitrit angesprochen werden müssen. Auch diese Vitritlagen besitzen ebenso wie die Grundmasse eine körnige bis zellige Struktur. Im durchfallenden Licht sehen die Vitritbänder wie überhaupt die ganzen Schliffe rubinrot bis braunrot aus. Über und unter dem Vitritbande liegen zahlreiche schwarze, d. h. undurchsichtige Kügelchen reihen- oder streifenförmig angeordnet. Wegen der Undurchsichtigkeit dieser Gebilde liegt es nahe, in ihnen Pyritkügelchen zu sehen, denn in Kohle, welche Kalk als Nebengestein besitzt, pflegt viel Pyrit vorzukommen. Einen solchen pyrithaltigen Dünnschliff hat R. Potonié abgebildet (Allgem. Kohlenpetrographie S. 261). Jedoch besitzen die Pyritkörper hier nicht die kreisrunde Form wie die dunklen Körper in der Pechkohle, sondern eine unregelmäßige, im Querschnitt vielfach gebuchtete Umrandung, die durch das Schleifen noch unregelmäßiger geworden ist. Dieses Verschmiertsein der Umrisse fehlt in den Dünnschliffen durch die Peißenberger Kohle, was auch in den Aufnahmen in Abb. 3 und 4 zum Ausdruck kommt.

Von Stopes[20]) sind in der Kohle vier verschiedene Arten von Streifen unterschieden worden. Die glänzenden,

[20]) Stopes, On the four visible ingredients in banded bituminous coal. Proc. Roy. Soc. B. 90, S. 470 ff. 1919.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

im mikroskopischen Bilde homogenen Lagen, werden jetzt nach STOPES und POTONIÉ als Vitrit, die matten, mineralische Beimengungen und Sporen enthaltenden Streifen als Durit bezeichnet. Einlagerungen von Holzkohle werden mit dem Namen Fusit belegt. Außerdem unterscheidet STOPES noch Clarain (Clarit), das sind homogene Lagen, die einzelne Sporen und Gewebeteile erkennen lassen und nur einen Übergang von Vitrit in Durit darstellen. Da diese Partien aber im Schliff meist sehr schmal sind und ohne weiteres entweder zum Vitrit oder bei größerem Sporenreichtum zum Durit gezogen werden können, so dürfte sich der Übersichtlichkeit wegen empfehlen, bei der Beschreibung nur Durit (matte Streifen) und Vitrit (glänzende Streifen) zu unterscheiden, wozu gelegentlich noch Einschaltungen von Fusit (Holzkohle) kommen. Es bleibt dann also bei der schon lange üblichen Unterscheidung von matten und glänzenden Kohlenstreifen.

In sehr deutlicher Weise kommt die mikroskopische Streifung oder Schichtung in der Abb. 5 zum Ausdruck.

Neben den feinen und feinsten helleren Vitritstreifen, die sich durch die im durchfallenden Licht dunkelrot aussehende Kohle ziehen, beobachtet man ab und zu linsenförmige, scheinbar homogene oder mit undeutlich erkennbarer zelliger Struktur versehene Vitritlinsen z. T. umgeben von Anhäufungen schwarzer Kügelchen. Diese Linsen oder kugeligen Körper häufen sich stellenweise an und können gewissermaßen die Grundmasse darstellen. Ein solches Bild zeigt Abb. 6 auf Taf. XII.

Ist die Kohle nicht gestreift, sondern homogen, so zeigt sie dieses unregelmäßig zellige Strukturbild im Vertikalschnitt. Dieses Bild ist je nach der Dicke und Lage des Schliffes nicht immer deutlich zu erkennen, ist aber für die Peißenberger Pechkohle charakteristisch. Im Vertikalschliff ist die Schichtung in der Zellstruktur andeutungsweise zu sehen. Im Horizontalschnitt, d. h. parallel zur Schichtfläche, fehlt die linsenförmige Struktur (Abb. 9). Hier sieht man vielmehr ein unregelmäßig polygonalzelliges Bild, durch das winzige Risse hindurchziehen. Die polygonalen oder auch schlierenförmigen Massen sehen homogen aus und liegen gleichsam eingebettet in eine körnige Grundmasse mit gleicher Farbe. Die Umgrenzung dieser schlierenförmigen Zusammenballungen ist nur während der Feineinstellung des Tubus in allen Teilen deutlich zu beobach-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

ten. Abb. 8 stellt einen senkrecht zur Schichtung geführten Schnitt durch die reine Kohle dar, der gleichfalls die charakteristische Struktur zeigt. Von Holzresten oder anderen figuriert erhaltenen organischen Resten ist in allen Schliffen nichts zu erkennen. Nach E. C. JEFFREY, der alle in der Kohle vorkommenden ellipsoidischen oder kugeligen Massen auf mehr oder weniger gut erhaltene und deformierte Sporen zurückführt, würden diese Gebilde, von denen in Abb. 7 ein Teil bei 300facher Vergrößerung dargestellt ist, als eine Anhäufung und Zusammenpressung von Sporen in verschieden gutem Erhaltungszustande anzusehen sein. Das gleiche ließe sich aus Abb. 8 herauslesen. Für unseren Fall dürfte eine Entstehung aus Sporen jedoch nicht anzunehmen sein. Die Struktur ist vielmehr, wie noch näher ausgeführt werden soll, auf Zusammenballung und Gerinnung zurückzuführen.

In dem dunkelroten Horizontalschliff in Abb. 10 ist die goldgelbe, in schlierenartigen Massen angeordnete homogene Substanz wahrscheinlich Bitumen, an dem die Kohle überhaupt, sowie auch das Nebengestein (Stinkstein, Stinkschiefer) sehr reich ist. Auch die kleineren hellgelben Stellen in den roten Schliffen scheinen Bitumen oder aber bitumenähnliche Substanzen zu sein. Häufig kommt diese gelbliche, bituminöse Substanz zusammen mit durchsichtigem kristallinischem Kalk vor.

Eine solche kalkige Bitumeninsel gibt Abb. 11 wieder. Das 200fach vergrößerte Gebilde sieht weißlichgelb aus und besitzt eine eigenartige netzförmige Struktur. Ein ähnliches Gebilde ist von R. POTONIÉ photographiert und mit dem Namen „Bitumeninsel" bezeichnet worden. Wenn die hier abgebildete Form wegen der wesentlichen Beimischung von Kalk auch nicht den von POTONIÉ beschriebenen Bitumenkörpern genau entspricht, so besitzt sie doch in ihrer Struktur eine auffallende Ähnlichkeit mit diesen. Diese Gebilde wiederholen sich in den mannigfachsten Formen in der Kohle und in den Übergangspartien der Kohle zum Nebengestein. Die kugeligen Bitumeninseln wurden früher für Algen gehalten und je nach ihrer besonderen Struktur als *Pila bibractensis* oder *Reinschia australis* bezeichnet. Da die Sporen oft eine solche wabige Oberflächenstruktur besitzen und man Sporen in den verschiedensten Größen und Erhaltungszuständen aus manchen Kohlenarten kennt, so hat man später in diesen Formen Sporenüberreste gesehen. Von E. C. JEFFREY werden auch

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

heute noch alle diese Gebilde als Sporen oder als aus Sporen entstanden betrachtet. Dagegen wird jetzt von vielen Forschern die Ansicht, daß es sich um Algen handeln könnte, abgelehnt, da es ganz unwahrscheinlich ist, daß sich die leicht zerstörbaren Algen überhaupt erhalten haben. Aber auch Sporen können nicht immer in diesen Formen vorliegen, wie von R. POTONIÉ gezeigt worden ist, und auch in der Peißenberger Kohle ist das Vorkommen von Sporen unwesentlich. Es handelt sich in Abb. 11 um eine bloße Gerinnungsstruktur, wie sie beispielsweise, wie POTONIÉ anführt, von LEDUC mit anorganischen Stoffen künstlich erzeugt worden ist. LEDUC hat durch Diffusion künstliche Zellbildung erhalten.

Den LEDUCschen Bildern ähnliche Formen habe ich im Dünnschliff häufig beobachten können und sie in Abb. 12 und 13 abgebildet. Diese weißlichen oder gelblichweißen Gebilde erweisen sich im Polarisationsmikroskop als aus Kalkspat bestehend. Sie kommen hauptsächlich in den Übergangschichten der Kohle zum Nebengestein (Stinkkalk) vor und sind rings in kohlige dunkle Substanz eingebettet. In Abb. 13 sind auch noch Kalkschalenreste und ein Sphärolithenbruchstück zu erkennen. Die bituminösen Kalkspatgebilde machen trotz ihrer deutlich erkennbaren zelligen Struktur den Eindruck anorganischer Entstehung. Auch die von REINSCH[21]) in Mikrophotogrammen wiedergegebenen „Protophyten" entsprechen meistens solchen bituminösen Ausscheidungen, bei denen in unserem Falle nur noch Kalk in größerer Menge hinzukommt. Zusammen mit diesen zellig aussehenden Bildungen kommen auch gleichgefärbte Einlagerungen von Kalk vor, die diese Struktur nicht zeigen. Die Kohlensubstanz verschwindet nach dem Liegenden zu immer mehr, und die Kalklinsen schließen sich zuletzt zu bituminösen Stinkkalklagen zusammen.

Erwähnt sei auch, daß winzige Kalkkügelchen in der Kohlensubstanz vorkommen, sogenannte Sphärolithe, mit radialfaseriger Struktur, die vollständig in die Kohlensubstanz eingebettet sind. Sie deuten auf schwach bewegtes flaches Wasser zur Zeit ihrer Entstehung hin.

Zuweilen kommen außerordentlich regelmäßige eigenartige gelbliche Kalkgebilde in der Kohlenmasse vor, die leicht dazu verleiten, organische Formen in ihnen zu sehen, wie beispielsweise die weiße Form in Abb. 14 Taf. XIII.

[21]) P. F. REINSCH, Micro-Palaeo-Phytologia. Erlangen und London 1884.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Auf den ersten Blick möchte man dieses regelmäßig geformte Stück für eine zusammengeklappte Makrospore halten wie man sie aus dem Palaeozoikum kennt, deren ehemaliger Hohlraum sich jetzt nur noch als dunkler Strich markiert. Eine Deutung dieses Gebildes als Makrospore ist aber nicht zulässig, da von Paläophytologen nachgewiesen ist, daß zur Oberoligocänzeit die Blütezeit der Peridophyten vorbei war. Insbesondere sind derartige makrosporenerzeugende Pflanzen äußerst selten. Auch bei der Mazeration der Pechkohle habe ich keine Makrosporen erhalten. Selbst dieses Gebilde also, das von früheren Forschern sicher als organisch gedeutet und mit entsprechendem Namen belegt worden wäre, muß aller Wahrscheinlichkeit nach als zufällige anorganische Bildung angesehen werden. Dagegen dürfte die in Abb. 15 auf Taf. XIV wiedergegebene hellgelbe Linse eventuell als Mikrospore zu deuten sein. Doch konnte ich solche Formen nur äußerst selten beobachten. Jedenfalls kann mit Sicherheit behauptet werden, daß die Peißenberger Pechkohle nicht im wesentlichen aus Sporen oder Pollen entstanden ist, also keine Sporenkohle darstellt, sondern daß die Sporen höchstens eine untergeordnete Beimengung dieser Ablagerung bilden.

Um die Zusammensetzung und die Entstehungsweise der Kohle kennen zu lernen, ist auch ein Weg beschritten worden, der bisher kaum benutzt wurde. Es wurde das unmittelbare Nebengestein, d. h. die Übergänge der Kohle ins Nebengestein einer genaueren mikroskopischen Untersuchung unterzogen. In dem dicht angrenzenden Nebengestein finden sich die die Kohle zusammensetzenden Pflanzenreste zuweilen in deutlich erhaltener Form als in der Kohle selbst, in der durch Inkohlungs- und Umlagerungsprozesse die Strukturen meist völlig unkenntlich gemacht werden. In Dünnschliffen durch den die Pechkohle begleitenden Stinkschiefer, einen bituminösen blaugrauen mergeligen Tonschiefer lassen sich zahlreiche gelblichbräunliche Überreste in Form von eckigen Fetzen beobachten, die eine deutliche Längsstruktur besitzen. Da bei stärkerer Vergrößerung zu erkennen ist, daß die Zellen langgestreckt sind und spitz zulaufen, so wird man in der Annahme kaum fehlgehen, kleine Holzüberreste mit Trachëidenzellen vor sich zu haben. Diese Annahme wird zweifellos gestützt durch das Vorkommen der uns schon bekannten dunklen Kügelchen, die auf den Abb. 16 und 17 auf Taf. XIV deutlich in die Erscheinung treten. Diese Kügel-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

chen, welche als Pyritausscheidungen anzusprechen sind, finden sich immer in der Nähe der kleinen Holzreste besonders stark angereichert, wenn sie auch ohne diese vorkommen. Abb. 17 zeigt offensichtlich die Häufung der schwarzen Punkte an und in den beiden im Gesichtsfelde befindlichen Holzsplittern. Bei eingehender Betrachtung sieht man, daß die Pyritkügelchen in Reihen angeordnet in den Zellräumen liegen. Offenbar ist es das Holz gewesen, was die Veranlassung zur Anreicherung der Pyritkugeln gegeben hat. Diese Feststellung ist umso wichtiger, als in den Kohlendünnschliffen wohl die zahlreichen Pyritkügelchen, sonst aber keine Spur von Holzstruktur zu sehen ist. Obgleich die kreisrunden Körper große Ähnlichkeit mit Harzausscheidungen besitzen, handelt es sich, wie durch die weiter unten besprochene Methode der Veraschung nachgewiesen werden konnte, bestimmt n i c h t um Harz.

Das Auftreten der Pyritkügelchen im Stinkschiefer wird auch durch die Abb. 18 Taf. XIV veranschaulicht. Der glatte, kreisrunde Rand kommt nur deswegen nicht bei allen Kugelschnitten zum Ausdruck, weil bei der verschiedenen Dicke des Schliffes dieselben nicht alle in einer Ebene liegen. Durch Verschiebung des Tubus lassen sich alle Partien des Schliffes nacheinander scharf einstellen.

Wenn auch in der Kohle selbst Holzstrukturen im Dünnschliff nicht zu erkennen sind, so liegt es doch nahe, zur Erklärung des reichlichen Vorhandenseins von Pyrit beträchtliche Holzmengen anzunehmen, denn bekanntlich bietet gerade das Holz die Möglichkeit zur Anhäufung verschiedener sich ausscheidender Substanzen. Vielleicht deutet das reihenförmige Auftreten der Pyritkügelchen auf Zellreihen hin, die selbst nicht mehr zu erkennen sind, sondern nur aus den Pyritvorkommen geschlossen werden können. Wir werden sehen, daß auch noch andere Untersuchungsmethoden den Nachweis von Holzresten erbringen.

Betrachten wir nun den Übergang der Kohle zum Nebengestein genauer. Abb. 19 zeigt die Anhäufung der zuerst vereinzelt auftretenden kalkigen Bitumeninseln mit der Annäherung an den Stinkkalk. Die inkohlte Substanz tritt immer mehr zurück, die Kalklinsen werden immer zahlreicher und größer. Schließlich bilden sie die Hauptmasse der Ablagerung, und die dunkelbraune inkohlte Substanz umflasert die großen und unregelmäßigen Kalklinsen nur noch in dünnen Lagen, ähnlich wie die Tonhäutchen die Kalklinsen beim Kramenzelkalk (Abb. 20). Das Dünn-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

schliffbild ähnelt dem Aussehen des Kramenzelkalkes auch durchaus. Die dunklen Zwischenlagen vermindern sich in größerer Entfernung vom Flöz. Wir haben also bei mikroskopischer Betrachtung einen ganz allmählichen Übergang von feinkristallinem Kalkstein in Kohle. Dieser allmähliche Übergang beweist, daß es sich bei den kalkigen Bitumeninseln, die wegen ihrer gelegentlichen eigenartigen wabigen Struktur, wie sie ähnlich auch an den Bitumenkörpern in der Bogheadkohle zu sehen ist, nicht um organische, sondern um anorganische Bildungen handelt. Aus Abb. 26 ist das Zusammenvorkommen von Schalen mit Bitumen zu ersehen. Die Schalen kommen sowohl im Nebengestein, als auch mitten in der Kohle vor. Das Bitumen tritt in der Abbildung in grauen, langgestreckten, unregelmäßigen Inseln auf. Die Schalen sind stark zerbrochen und häufig wellenförmig geknickt, was wohl mit ungleichmäßigen Setzungserscheinungen verbunden ist. Die Schalenbrüche lassen erkennen, daß sie in der Mehrzahl erst nach der Einbettung in die kohlige Substanz zerbrochen sind.

Bei Betrachtung der Schaleneinlagerungen fällt die Erscheinung auf, daß kurz vor Beginn der Kohlenablagerung die Häufigkeit der Schalen und deren Größe plötzlich beträchtlich zunimmt. Das zeigen sowohl Abb. 1 als auch Abb. 22 auf Taf. XV. Kurz vor Einsetzen der Kohlenablagerung müssen also die Bedingungen für das Leben der Schnecken besonders günstig gewesen sein. Daß die Schalen direkt in der dunklen Kohlenmasse schwimmen, erläutert Abb. 22 deutlich. Große Schneckenindividuen fehlen; es sind in der Hauptsache kleine und kleinste Schälchen in ungeheurer Zahl eingebettet, wie Abb. 23 zeigt, die einen Durchschnitt durch einen schmalen in Kohle eingelagerten Stinksteinstreifen darstellt. Diese Kleinheit der Individuen ist für die Peißenberger Schneckenschalen sehr charakteristisch.

Daß die Schalen erst am Orte ihrer Einbettung zerbrochen sind, wahrscheinlich durch späteren tektonischen Druck, zeigt Abb. 24. Die einzelnen Bruchstücke liegen noch so beieinander, als wenn die Schale eben zerbrochen worden ist. Wären die zarten Schalen von mehr oder weniger weit entfernten Orten hereingeschwemmt worden, so dürften sie bereits auf dem Transport zertrümmert und ihre Bruchstücke völlig durcheinander abgelagert worden sein.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

In der Kohle sind die Schalen nicht von tonigem oder kalkigem Sediment umgeben, was gleichfalls dafür spricht, daß sie nicht eingespült worden sind, denn dann müßten wenigstens Spuren eines anorganischen Sedimentes zu finden sein. Die Conchylien sind also bodeneigener Entstehung.

2. Die Veraschung der Pechkohle.

Eine sehr schöne, schon durch v. GÜMBEL angewandte Untersuchungsmethode für Kohle ist die Veraschung von dünnen Kohlensplittern. Für die vorliegende Untersuchung wurden solche Splitter im offenen Porzellantiegel verascht und eine Zeit lang geglüht. Teile dieser Splitter wurden dann auf den Objektträger gebracht, in Glyzerin eingebettet und mit einem Deckglas eingedeckt. Die Asche wurde nicht an allen Stellen grauweiß, sondern zeigte nach dem Glühen Streifen von braunroter Färbung, wie sie für Eisenoxyd typisch ist. Im Mikroskop waren die dunklen Kügelchen, die schon im Dünnschliff gefunden wurden, noch deutlich zu beobachten. Wären es Harzkügelchen gewesen, so hätten sie den Glühprozeß nicht überstehen können. Es liegen also Pyritausscheidungen vor, die durch das Glühen ihren Schwefel abgegeben haben und in undurchsichtiges, makroskopisch braunrotes Eisenoxyd (Fe_2O_3) umgewandelt worden sind.

Um zunächst festzustellen, in welcher Weise sich Holzreste, Holzgewebe nach der Veraschung mikroskopisch darstellen, veraschte ich zwei Lignite, die ja mit Sicherheit aus Holz hervorgegangen sind, einen Westerwälder Lignit und einen pechkohligen Braunkohlenlignit von Dillenburg, der stellenweise bereits einen ähnlichen Glanz besitzt, wie die Peißenberger Pechkohle. Diese zeigen beide (s. Abb. 25, 26 und 27 auf Taf. XV) auch nach der Veraschung deutlich die Holzstruktur. Am deutlichsten ist die Holzfaserung bei dem unveränderten, auch makroskopisch sicher als fossiles Holz erkennbaren Lignit aus dem Westerwald (Abb. 25). Die Aschenreste des pechkohligen, also veränderten Lignits zeigen gleichfalls, wenn auch nicht mehr so klar, die Holzstruktur (Abb. 26 und 27). Abb. 27 zeigt bereits ein Bild, wie es für die aus der Pechkohle erhaltenen Aschenskelette typisch ist.

Abb. 28 gibt zunächst nur eine 14fach vergrößerte Darstellung der Peißenberger Pechkohlenaschenskelette. Charakteristisch sind die ausgefransten Ränder der einzelnen Bruchstücke. Abb. 29 zeigt einen Teil des vorher-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

gehenden Bildes in stärkerer Vergrößerung. Es sei hier nochmals auf die schwarzen Pyritpünktchen hingewiesen, die hier in Fe_2O_3 umgewandelt sind. Ebenso geben die Spodogramme in Abb. 30 und 31, Taf. XV unverkennbar die Struktur von Holzgewebe wieder. Wiederholt man diese Veraschungen an Splittern von den verschiedensten Stellen eines Flözes und an den Proben verschiedener Flöze, so erhält man jedesmal mit Sicherheit diese Bilder. Die Veraschungsmethode erweist also, daß das Holz eine ganz bedeutende Rolle bei der Zusammensetzung der Peißenberger Pechkohle spielt. Dieses Ergebnis läßt sich aus Dünnschliffen allein nicht ohne weiteres erhalten, denn in diesen ist niemals etwas von Holzstruktur zu sehen.

Man beobachtet vielmehr Gerinnungsstrukturen von humoser, dunkelroter Kohlensubstanz, welche sich offenbar nachträglich in dem Holz gebildet haben und die Holzstruktur verdecken. Bei diesen linsenförmigen Gebilden (vgl. 6 und 7) innerhalb des Holzes kann es sich also nicht um Sporen, Algen und dgl. handeln, sondern lediglich um Substanzscheidungen innerhalb der Kohle, die sich optisch bemerkbar machen.

3. Die Mazeration der Pechkohle.

In ähnlicher Weise, wenn auch nicht so schön wie durch die Veraschungsmethode, lassen sich Holzstrukturen durch Mazeration sichtbar machen. Durch das übliche sogenannte Schulzesche Mazerationsgemisch (gesättigte Lösung von Kaliumchlorat in Salpetersäure) wird die Pechkohle bei Zimmertemperatur nicht allzusehr angegriffen. Erst wenn man die Kohlensplitter eine Zeitlang in der Mazerationsflüssigkeit kocht, wobei diese sich gelb färbt, erhält man brauchbares Material. Untersucht man die so behandelte Kohle, so läßt sich zunächst wenig erkennen. Erst wenn man mit Alkohol die braune, löslich gewordene Substanz herauswäscht, erscheinen Strukturen in dem Rest. Diese Strukturen verdanken Holzgeweben ihren Ursprung. Will man noch mehr von der Kohle auflösen, so muß man nicht mit Alkohol, sondern mit Ammoniak die mazerierte Probe behandeln. Hierdurch gehen allerdings oft sehr viele zarte Strukturen verloren, falls nicht überhaupt alles bis auf Sporenhäute und ähnliche schwer zersetzliche Gewebe aufgelöst wird. Dies erreicht man sicher durch Kali- oder Natronlauge. Ich verwendete Kalilauge und erhielt als Rückstand verschie-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

denartige Gewebefetzen, Pollen- und Sporenhäute, Pilzfäden und Mineralteilchen. Besonders auffallend waren die braun gefärbten, elliptischen bis birnenförmigen, zelligen Gebilde, die ich als Pilzsporen, und zwar Teleutosporen ansprechen möchte. Diese chitinösen Gebilde sind von den starken Reagentien fast gar nicht angegriffen worden. In Abb. 32 auf Tafel XVI habe ich eine Reihe dieser Sporen in 570facher Vergrößerung zusammengestellt. Neben den Teleutosporen kommen auch reihenförmig angeordnete Sporen vor, die vielleicht der gleichen Pilzart angehören und als Äcidiosporen anzusehen sein dürften (Abb. 33 auf Taf. XVI). Algenfäden kommen nicht in Betracht, da diese durch die Mazeration zerstört sein müßten. Die mehr oder weniger kugeligen Sporen könnten den Uredosporen dieses Pilzes entsprechen (Abb. 34 auf Taf. XVI).

Diese Sporen gehören wahrscheinlich parasitisch und saprophytisch lebenden Pilzen aus der Ordnung der Basidiomyceten an. Von den hierhergehörigen Sporenformen ähneln sie am meisten denen der zur Familie der Pucciniaceen gehörigen Gattung *Phragmidium*. Ich möchte deshalb den oligocänen Pilz *Phragmidites* benennen.

Bei dem rezenten *Phragmidium* entstehen die Sporenarten in der Reihenfolge: Äcidiosporen, Uredosporen, Teleutosporen. Die Ausbildung der Teleutosporen schließt die Vegetationsperiode ab. Abb. 32 zeigt die allmähliche Ablösung der einzelnen Sporen voneinander. Die ganze Teleutospore saß an einem Schlauch, der aber nicht mehr erhalten, oder durch die kräftig wirkenden Reagentien zerstört ist. Die Sporen sind nicht in ihrer kugeligen Gestalt vorhanden, sondern platt zusammengedrückt, was sich bei gelegentlichen zufälligen Drehungen der in der Flüssigkeit schwimmenden Exinen zu erkennen gibt. Die Haut ist daher auch vielfach geplatzt oder in Falten gelegt. Einige nicht ohne weiteres bestimmbare Sporenhäute sind glatt (Abb. 35 auf Taf. XVI). Die Uredosporen besitzen eine ausgesprochen gekörnte Oberfläche, wie aus Abb. 34 ersichtlich ist. Neben den abgebildeten kommen noch andere Sporenformen vor, die aber nicht alle so leicht auf die Platte gebannt werden konnten.

Da derartige Pilze wohl auf feuchtem Boden, niemals aber unter Wasser leben, so ergibt ihr zahlreiches Auftreten, daß auf jeden Fall höhere Pflanzen hauptsächlich an dem Aufbau der oligocänen Flöze teilnehmen, daß Wasserpflanzen, wogegen ja auch die vielen Holzreste sprechen, sich dagegen in geringerem Maße beteiligt haben.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

4. Untersuchung im auffallenden Licht.

Da die Herstellung von Kohlendünnschliffen äußerst schwierig ist, und gerade bei der Pechkohle diese Schliffe trotz aller Kunstgriffe häufig undurchsichtig bleiben, so hat man verschiedentlich versucht, ebenso wie andere undurchsichtige Mineralien, insbesondere Erze, auch die opake Kohle im auffallenden Licht mit dem Erzmikroskop zu untersuchen, Besonders H. WINTER[22]) hat sich in Deutschland mit derartigen Studien befaßt und eine Reihe von Mikrophotogrammen von Kohlenanschliffen veröffentlicht. Wenn bei der Betrachtung der angeschliffenen und polierten Kohlenfläche im auffallenden Licht noch keine Strukturen zu erkennen waren, so hat WINTER die Anschliffläche mit Schulzes Mazerationsgemisch angeätzt, wodurch dann strukturelle Einzelheiten sichtbar wurden. Diese Methode versagt bei der Peißenberger Pechkohle.

Dagegen gelangt man auf einem von den Amerikanern TURNER und RANDALL[23]) ausgeprobten Wege besser zum Ziel. Diese Autoren haben gleichfalls auf Hochglanz polierte Kohlenanschliffe hergestellt und die polierte Fläche kurze Zeit der Lötrohrflamme ausgesetzt. Hierdurch überzieht sich der Anschliff mit einem feinen Aschenfilm, der infolge der verschieden schnellen Oxydation der einzelnen Bestandteile die Struktur der Kohle unter dem Erzmikroskop auf das schönste erkennen läßt.

Diese Methode ergab nach einigen Versuchen auch bei der Peißenberger Kohle Resultate. Wie die Abb. 36 und 37 auf Taf. XVI zeigen, tritt auch auf diese Weise das Holzgewebe klar in die Erscheinung. Die reihenförmig angeordneten Zellen lassen sich deutlich an den Zellwänden erkennen, die als Erhabenheiten nach Oxydation der Anschliffläche hervorragen und durch die Vertikalbeleuchtung als helle Linien erscheinen. Die Ausfüllungsmasse der Zellen, welche offenbar die gleiche Lichtbrechung wie die Substanz der Zellwände hat, da im durchfallenden Licht diese Holzzellen niemals zu sehen sind, ist bei der oberflächlichen Verbrennung schneller oxydiert als die Zellwände. Hierdurch sind diese dem Auge sichtbar gemacht worden. Da

[22]) H. WINTER, Die mikroskopische Untersuchung der Kohle in auffallendem Licht. Glückauf, 1913, S. 1406. H. WINTER, Die Streifenkohle. Glückauf, 1919, S. 545.

[23]) G. H. TURNER und RANDALL, A preliminary report on the microskopy of anthracite coal. Journal of Geology, 1923; Vol. 31, S. 306—313.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

besonders die Pechkohle bei der Lötrohrbehandlung auch nach vorhergehendem Trocknen im Trockenschrank und Erhitzen auf dem Sandbad auf 200—300° sehr leicht platzt und splittert, so daß die einzelnen Schliffstellen in verschiedenen Ebenen liegen, so ergeben sich meist mikroskopische Bilder, die sich nur für einzelne Teile des Gesichtsfeldes scharf einstelllen lassen. Die Abb. 36 und 37 stellen keine besonders selten zu beobachtenden Strukturen dar, sondern sind absichtlich so gewählt, daß sie die für gewöhnlich bei diesen Versuchen auftretenden Strukturbilder wiedergeben.

Nicht nur auf angeschliffenen und polierten Flächen, sondern auch aus ebenen glänzenden Bruchflächen, wie sie bei der bayrischen Pechkohle häufig vorkommen, lassen sich solche schönen Holzstrukturen hervorrufen.

Diese Methode ist noch geeigneter als die oben beschriebene Veraschung ganzer Kohlensplitter und deren Betrachtung im durchfallenden Licht, zur schnellen und sicheren Feststellung von Holzresten in der Kohle.

Eine eingehende Darstellung dieser für die Zukunft noch viel versprechenden petrographischen Kohlenuntersuchungsmethode findet sich in der oben erwähnten Arbeit von Turner und Randall, auf die hier nur verwiesen sei.

C. Chemisches.

Zu einer vollständigen petrographischen Beschreibung einer Kohle gehören auch die wichtigsten Angaben über chemisches und physikalisches Verhalten derselben. Diese seien daher an dieser Stelle kurz angeführt.

Besonders für die oberbayrische Pechkohle sind diese Angaben wichtig, da diese Kohle eine eigenartige Mittelstellung zwischen Braunkohle und Steinkohle einnimmt, die mehrfach zu ausführlichen Erörterungen Veranlassung gegeben hat und geeignet ist, einiges Licht auf die diagenetischen Prozesse zu werfen, welche die Kohle nach ihrer Ablagerung durchgemacht hat. Äußerlich sieht sie sehr wenig braunkohlenartig aus, sondern ähnelt vielmehr der karbonischen Steinkohle. Sie muß aber trotzdem nach den ausführlichen Darlegungen von v. Ammon[24]) als Braunkohle angesehen werden. Nach K. A. Weithofer[25]) ergibt

[24]) v. Ammon, Die Oberbayerische Pechkohle. Geognost. Jahreshefte Bd. 22, 1909, S. 289—302.

[25]) K. A. Weithofer, Beiträge zur Kenntnis fossiler Kohlen. Z. f. pr. Geol. 1914, S. 249—262.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

pulverisierte Pechkohle nach dreistündigem Kochen i
zehnprozentiger Salpetersäure im Wasserbade eine dunkel
gelbrote Färbung, zeigt also deutlich die Reaktion au
Braunkohle (Lignin-Reaktion). Ferner färbt sie kochend
Kalilauge tief rotbraun, enthält also Huminsäuren, di
bei Steinkohlen fehlen. Nach E. ERDMANN[26]) enthält di
Pechkohle nur wenig Huminsäure, aber viel Huminsäure
anhydride.

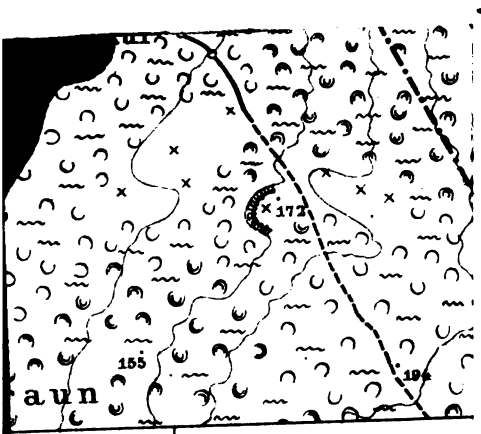
Die Analysen der Peißenberger Pechkohle bestätigen
den hohen Schwefelgehalt, den die Kohle nach der Unter
suchung in Dünnschliffen besitzen muß. Nach den von
Herrn Oberbergrat UMHAU mir freundlichst zur Verfügung
gestellten Analysenergebnissen des Kohlenforschungsinsti
tutes Mülheim (Ruhr) enthält die Pechkohle bis 5,7 Prozen
Schwefel. Dieser relativ hohe Schwefelgehalt (in Braun
und Steinkohlen sind im allgemeinen 0,5—3 Prozent Schwefe
enthalten) ist für die älteren Braunkohlen charakteristisch
Der hohe Schwefelgehalt macht die Peißenberger Kohle trot
ihrer großen Gasausbeute zur Leuchtgasfabrikation unge
eignet. Die Pechkohle wird daher hauptsächlich für Haus
brandzwecke und zur Kesselfeuerung benutzt.

Die Pechkohle besitzt durchschnittlich einen um 10—2
Prozent geringeren Gehalt an Kohlenstoff als die Steinkohle
V. AMMON gibt an, daß im allgemeinen in der oberbaye
rischen Pechkohle fast die doppelte Menge an brennbare
Substanz enthalten ist, als in der gewöhnlichen lignitische
Braunkohle Bayerns. Die gewöhnlich bayerische Braun
kohle besitzt einen Heizwert von 2400 WE. „Da die bessere
böhmischen Braunkohlen und die oberbayerischen Pech
kohlen einen Heizwert von 4800 WE besitzen, so hat ma
sonach das doppelte Quantum der gewöhnlichen in Bayern
vorkommenden Braunkohle nötig, um denselben Heizeffek
zu erzielen, den die oberbayerische Pechkohle oder di
bessere böhmische Braunkohle hervorbringt." Diese An
gaben veranschaulichen gut die Mittelstellung der Peißen
berger Kohle zwischen Braunkohle und Steinkohle. De
Heizwert der Peißenberger Pechkohle nimmt von de
liegenderen Flözen zu den jüngeren im allgemeinen ab.

Während Steinkohle bei Erhitzung unter Luftabschlu
erst bei 325° Schwelgase abgibt, ist nach E. ERDMANN di

[26]) E. ERDMANN, Der genetische Zusammenhang von Braun
kohle und Steinkohle auf Grund neuer Versuche. Jahrbuc
des Halleschen Verbandes für die Erforschung der mitte
deutschen Bodenschätze usw., 4. Bd., Lfg. 2, 1924, S. 249—26

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN



34° 24'

Lithographie u. Druck de

m

Digitized by Google
Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google
Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

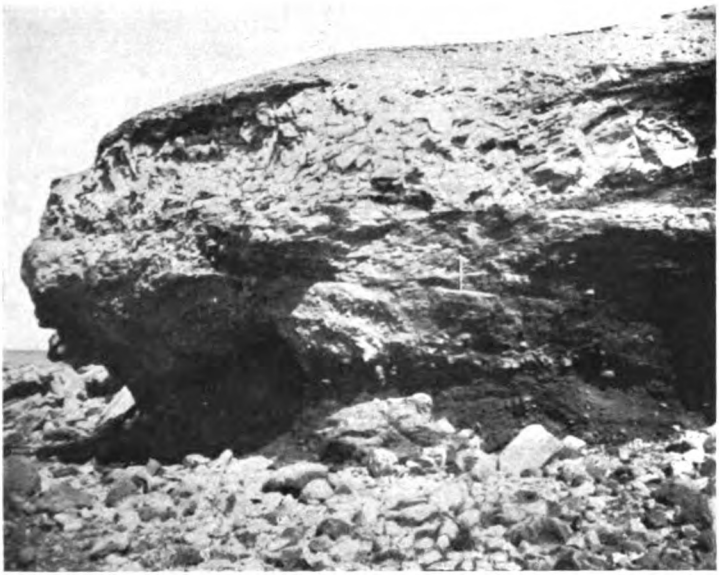
Schräg gestellte Schichten der altdiluvialen Basaltformation bei Spitali nordöstlich von Reykjavik gegenüber der Insel Videy.

Eisgeschliffener Dolerit und großer Rundhöcker bei Skildinganes südlich von Reykjavik.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN



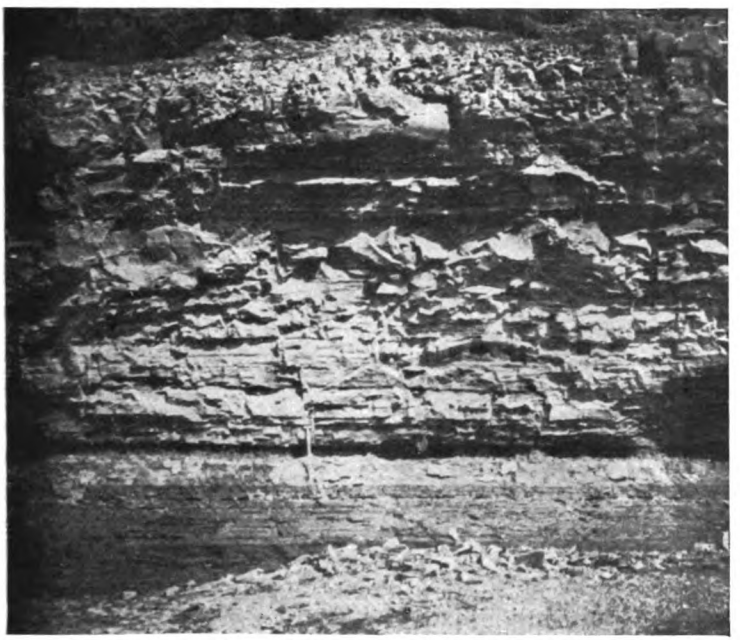
Tillit mit Brandungshohlkehle bei Fossvogur.

Tillit im Steilufer von Fossvogur.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN



Glazialer Sandstein mit Tillitüberdeckung bei Fossvogur.

Häuser im nördlichen Teile von Hafnarfjördur, in dem Schollenlavastrom eingebaut.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Oberfläche der Schollenlava bei Hafnarfjörður.

Wildbewegte Oberfläche der Schollenlava nordwestlich von Hafnarfjörður

Digitized by Google

Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Schweißschlackenkamin im Vulkangebiet von Raudhólar.

Kraterlandschaft im Vulkangebiet von Raudhólar.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google
Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

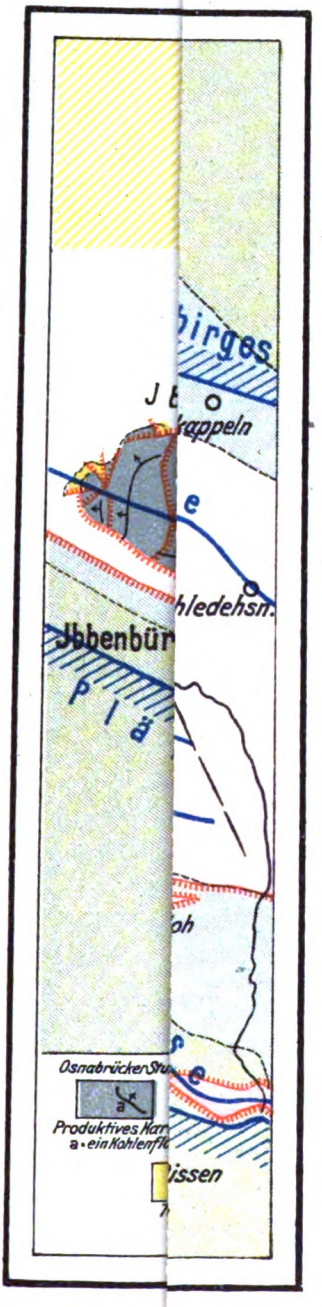
Kraterlandschaft in dem jungen Vulkangebiet der Raudhólar, der vorderste Krater mit Schweißschlackenkranz.

Links Abbruch einer jungen Verwerfungsspalte in einem postglazialen Strom von Fladenlava. Im Hintergrund rechts der Krater des Búrfell.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN



UNIV. OF MICH.

Digitized by Google

Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

6/7

1

6

7

8

3/7

2

3/7

3

3/7

4

3/7

5

UNIV. OF MICH.

1–5 Hoffmann del.
6–8 Többicke del.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W35

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

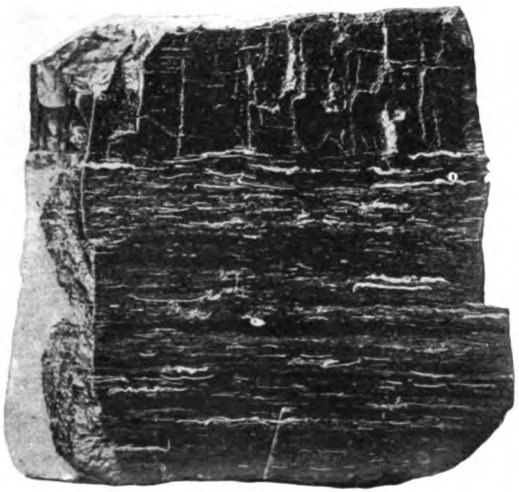


Abb. 1.

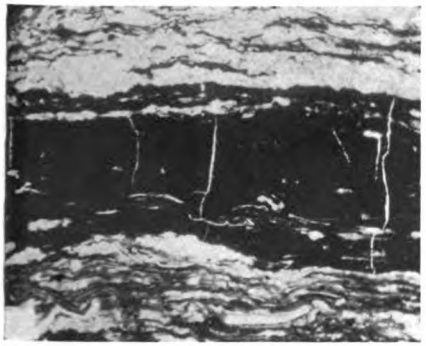


Abb. 2.

Abb. 3.

Abb. 4.

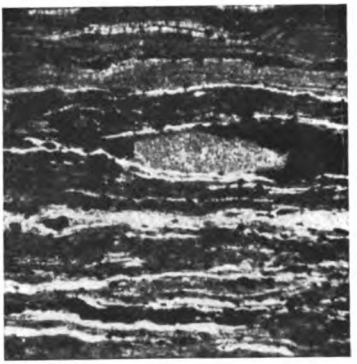


Abb. 5.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

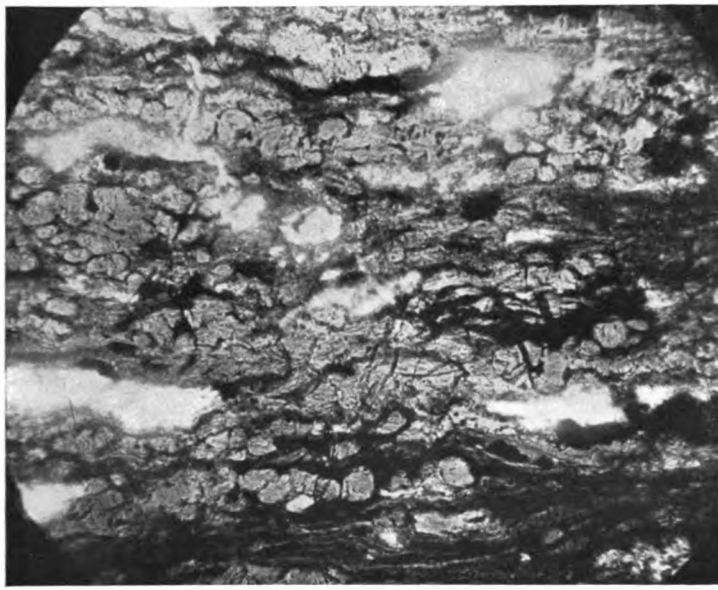


Abb. 6.

Abb. 7.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

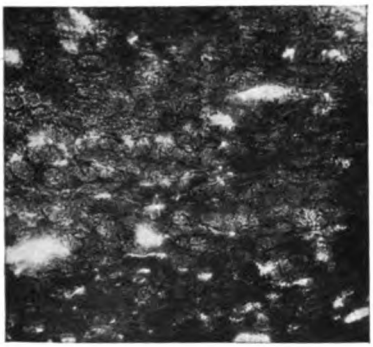


Abb. 8.

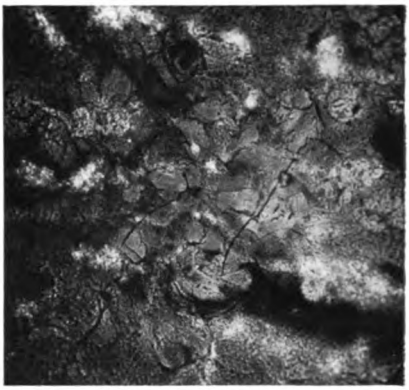


Abb. 9.

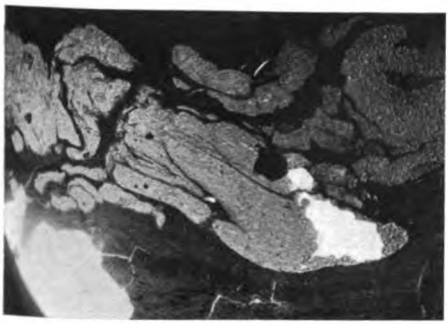


Abb. 10.

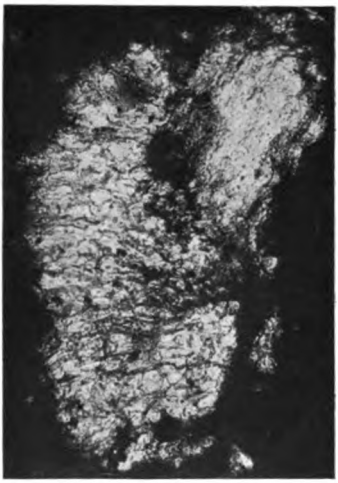


Abb. 11.

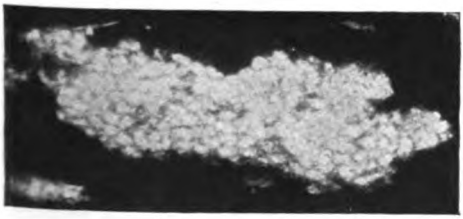


Abb. 12.

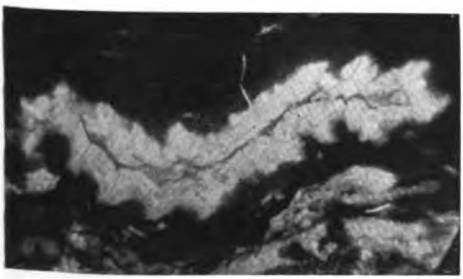


Abb. 14.

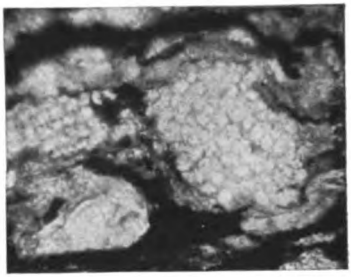


Abb. 13.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Abb. 15.

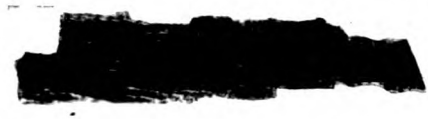


Abb. 16.

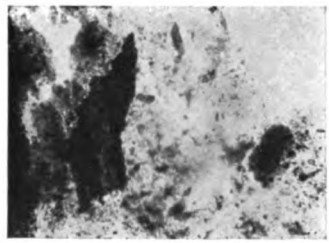


Abb. 17.

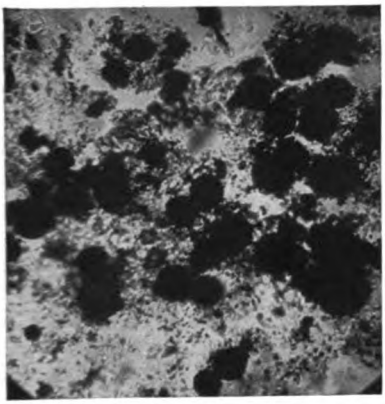


Abb. 18.

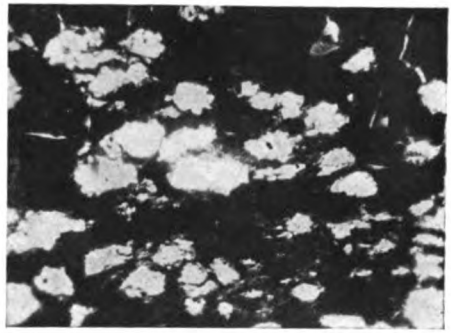


Abb. 19.

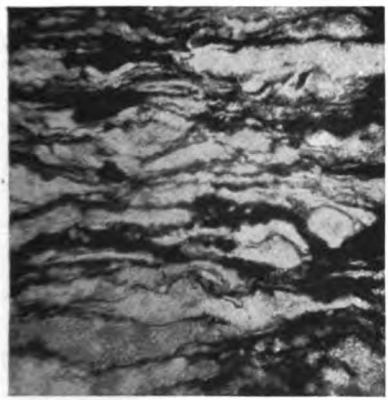


Abb. 20.

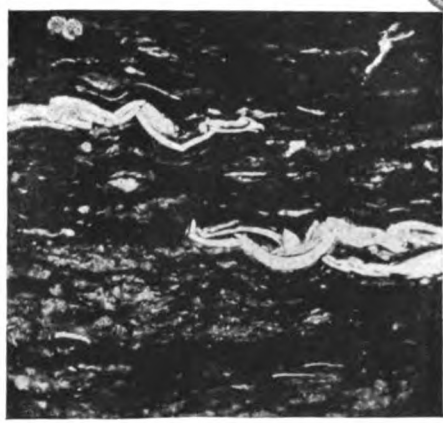


Abb. 21.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Abb. 22.

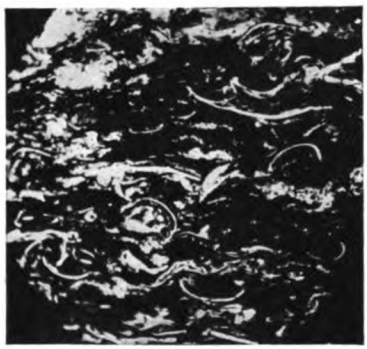


Abb. 23.

Abb. 24.

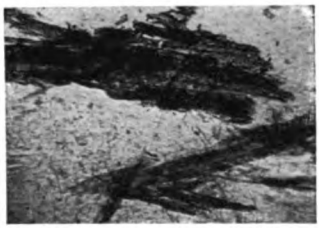


Abb. 25.

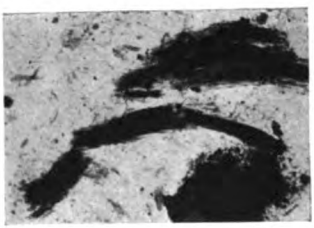


Abb. 26.

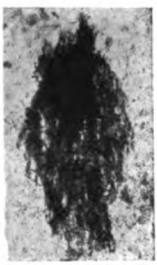


Abb. 27.

Abb. 28.

Abb. 30.

Abb. 29.

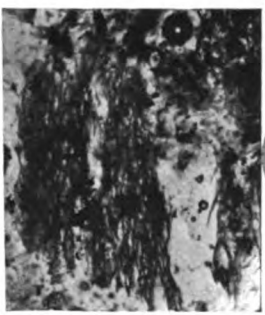


Abb. 31.

UNIV. OF MICH.

Digitized by Google

Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Abb. 32.

Abb. 33.

Abb. 34.

Abb. 35.

Abb. 36.

Abb. 37.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Schweltemperatur der Pechkohle schon bei 290° erreicht. Gewöhnliche Braunkohle gibt schon von 100° ab große Mengen von Schwelgasen aus. Experimentell hat nun ERDMANN gezeigt, „daß die Unterschiede zwischen lignitischer Braunkohle und Steinkohle in der Zusammensetzung, der Farbe und dem chemischen Verhalten verschwinden, wenn man den Lignit längere Zeit mit Wasser unter Druck erhitzt. Lignit geht dadurch im chemischen Sinne in Steinkohle über". Die Tatsachen, daß die Pechkohle wenig Huminsäure, hingegen viel Huminsäureanhydride enthält und erst bei 290° anstatt schon bei 100° Schwelgase abgibt, machen die Annahme ERDMANNS äußerst wahrscheinlich, daß die Pechkohle nach ihrer Ablagerung Prozesse durchgemacht hat, bei denen sie eine Druckerhitzung von etwa 250° erlitten, also bereits eine leichte Verschwelung durchgemacht hat. Die chemische Untersuchung läßt in diesem Falle also Rückschlüsse auf die tektonische Geschichte der Kohle zu. Mit diesen Ergebnissen stehen auch die Vorstellungen von W. PETRASCHECK und WILSER[27]) im Einklang, die Druck und Temperatur einen wesentlichen Einfluß beim Inkohlungsprozeß zuschreiben.

Entsprechend dem verschieden hohen Umwandlungsgrad der lignitischen Braunkohle in Pechkohle kennt man Kohlen des unterschiedlichsten Aussehens, die alle als „Braunkohle" bezeichnet werden. Um hier klare Bezeichnungen zu schaffen, bei denen man eine bestimmte Vorstellung hat, um was für eine Kohle es sich handelt, hat W. GOTHAN[28]) drei Arten von Braunkohle unterschieden. 1. Erdbraunkohle, 2. glanzstreifige Braunkohle und 3. Glanzbraunkohle. Zur letzteren gehört unsere Peißenberger Pechkohle.

II. Die Entstehung der Pechkohle.

Im folgenden sei nun die Entstehung der Pechkohle von der Sedimentation beginnend bis zur heutigen Form und Lagerung beschrieben, wie sie sich nach den Ergebnissen der verschiedenen Untersuchungen zusammengenommen darstellt.

[27]) W. PETRASCHECK und B. WILSER, Studien zur Geochemie des Inkohlungsprozesses. Diese Zeitschrift, Bd. **76**, 1924, Monatsberichte S. *200—214*.

[28]) W. GOTHAN, Die Notwendigkeit einer Ordnung für die Benennungen der Braunkohle. Mitt. d. Ges. f. Braunkohlen- und Mineralölforschung an der T. H., Berlin, Heft 4, 1924, S. 38—40.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Zur Zeit des Mittel-Oligocän drang in die südbayerisch-schwäbische Hochebene das Meer von Osten her ein und und bildete längs des Alpenrandes eine schmale Bucht, in welcher sich die heute als ältere marine Molasse bezeichneten Schichten ablagerten. Aus der Betrachtung der von W. WOLFF[29]) untersuchten Fauna der untersten Meeresmolasse geht hervor, daß diese in einem flachen Meeresbecken gebildet wurde, da Tiefseetiere nicht vorhanden sind. Dieses Becken wurde allmählich mit Sedimenten angefüllt. Das ältere Molassemeer zog sich dann im Ober-Oligocän wieder nach O zurück, und nun begann im oberen Oligocän auf dem vom Meere verlassenen Festland in brackischen Lagunen die Entstehung der Braunkohlenvegetation, die zur Bildung der heutigen Braunkohlenlager führte. Wie insbesondere aus der Fauna hervorgeht, sind die Peißenberger Glanzbraunkohlen stets in Süßwasser gebildet. Das Meer hatte einzelne große flache Seen und Lagunen nach seinem Rückzuge übrig gelassen, die durch Flüsse ausgesüßt wurden und zahlreiche Cyrenen führten. In diesen Seen bildeten sich durch die von S kommenden Ton und Kalk vorbeitransportierenden Flüsse brackische mergelige Ablagerungen, in welche zahlreiche Süßwasser- und Landconchylien eingeschwemmt wurden. So entstanden die untere Süß- und Brackwassermolasse, die Cyrenenmergel. Anzeichen für flaches, ganz schwach bewegtes Wasser sind in den mehrfach gefundenen Rippelmarks und Trockenrissen zu sehen. Auch Kalksphärolithe, wie ich sie im Liegenden von Flözen gefunden habe, lassen auf seichtes Wasser schließen. An ganz besonders flachen Stellen, die zeitweise trocken lagen, und in den Mündungsgebieten der von dem südlichen Gebirge herbeiströmenden Flüsse siedelten sich Pflanzen an. Es bildeten sich Moore, die sich über mehr oder weniger große Gebiete ausdehnten, die aber nicht so gleichmäßig ausgebildet waren und sich nicht zusammenhängend über das ganze Gebiet erstreckten wie die karbonischen Moore. Vielmehr waren verschiedene Teile der Seengegend zu verschiedenen Zeiten von Mooren bedeckt, was sich aus der häufig auskeilenden Wechsellagerung der Kohle mit den Cyrenenmergelen ergibt.

Die oft beobachtete Tatsache, daß die Kohlenflözbildung Hand in Hand geht mit der Entstehung junger Hoch-

[29]) W. WOLFF, Die Fauna der südbayerischen Molasse. Paläontographica, Bd. 43, S. 223.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

gebirge, läßt sich auch in unserem Falle feststellen, wo die schon in der Kreide vorhandene Gebirgsbildung der Alpen das Gebirge schuf, dessen Hänge die Niederschläge anreicherten und dessen Flüsse an mineralischen Nährstoffen reiche Wässer den Mooren zuführten.

Das damalige Klima wird als subtropisch angenommen, da tropische oder subtropische Pflanzenformen sicher vorherrschen, während im Miocän Formen der gemäßigteren Zone mehr und mehr hervortreten. Wir haben es also mit subtropischen Mooren zu tun, und zwar mit nährstoffreichen Flachmooren. Zwar könnte man wegen des Fehlens der riesigen Stubben in der Pechkohle auch an Hochmoore denken, auf denen ja so kräftige Bäume überhaupt nicht vorkommen, doch ist es nicht gesagt, daß solche Bäume nicht doch in den Peißenberger Braunkohlenmooren lebten und ihre Stubben erhalten wurden. Denn Holzreste finden sich ja massenhaft in der Pechkohle. Doch sind die Stubben infolge der späteren dynamometamorphen Umwandlung in Pechkohle nicht mehr als solche zu erkennen. Welche Baumarten an der Zusammensetzung der Pechkohle wesentlich beteiligt sind, ließ sich infolge der sehr weit gegangenen Umwandlung durch die mikroskopische Untersuchung leider nicht erkennen. Sicher ist aber, daß die Pechkohle aus Flachmooren hervorgegangen ist, die einen dichten Baumbestand besaßen, wie er auf Hochmooren nie anzutreffen ist. Man wird nicht fehlgehen in der Annahme, daß auch die ältere Glanzbraunkohle im wesentlichen aus den gleichen Pflanzen zusammengesetzt ist wie die jüngere Erdbraunkohle. Jedenfalls wird die chemische Zusammensetzung der Pflanzensubstanz die gleiche gewesen sein.

Die Peißenberger Glanzbraunkohle ist autochthoner Entstehung. An Zusammenschwemmungen von Pflanzenmaterial aus dem Ufergebiet in ein vorgelagertes Wasserbecken ist nach K. A. Weithofer[30]) schon deswegen nicht zu denken, weil diese Einschwemmung auch im Brackwasser hätte erfolgen müssen. Das ist aber nicht der Fall. Obgleich Brackwasserablagerungen viel häufiger sind, sehen wir doch die Kohlenablagerungen immer an Süßwasserschichten gebunden. Das Süßwasser ist also für die Kohlenbildung Bedingung gewesen. Das Pflanzenmaterial ist also

[30]) K. A. Weithofer, Das Pechkohlengebiet des bayerischen Alpenvorlandes usw. S. 60.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

demnach nicht eingeschwemmt worden, sondern an Ort und Stelle entstanden.

Man hat sich hier weniger Waldsumpfgebiete vorzustellen, als Waldstandmoore mit etwas trocknerem Untergrund. Reste von Cupressinoxylon, die mehrfach in den Peißenberger Flözen gefunden wurden, deuten darauf hin, daß diese Holzart sich wahrscheinlich sehr an der Zusammensetzung der Waldvegetation beteiligt hat.

Für die Entstehung der Flöze kommen auch hier die Teumerschen Anschauungen[31]) in Betracht. Alle Nebengesteinsablagerungen sind in äußerst flachem Wasser entstanden. Das Auftreten und die Häufung der Conchylien steht in engem Zusammenhang mit der Bildung der Kohlenflöze. Sowohl makroskopisch wie mikroskopisch ließ sich beobachten, daß unmittelbar im Liegenden eines Flözes oder Schmitzchens die Schalen zahlreicher auftreten und größer werden. Sieht man von der unwahrscheinlichen Annahme ab, daß die Schalen durch Flüsse eingeschwemmt sind und nicht an Ort und Stelle lebenden Tieren gehörten, so ergibt sich, daß die Lebensbedingungen für die Schnecken in dem immer flacher werdenden und sich rascher erwärmenden Wasser günstiger wurden und kurz vor der völligen Verlandung am besten waren. Durch die überhandnehmende Vegetation wurde die Entwicklung zwar etwas eingeschränkt, doch finden wir auch häufig mitten in der Kohle Planorbisschalen eingebettet. Die Schnecken haben allem Anschein nach auf demselben Grund und Boden gelebt. Das Wasser kann also nicht oder nicht sehr sauer gewesen sein, da die Kalkschalen sonst aufgelöst und nicht erhalten worden wären. Es muß dauernd Zufuhr von Kalk vorhanden gewesen sein. Daß der Kalk bei den ganzen Ablagerungen eine Rolle spielt, sieht man aus den zahlreichen bituminösen Stinksteineinlagerungen, welche die Flöze begleiten und z. T. stellenweise verdrängen. Taf. XIII, Abb. 12 u. 13 sind auch von Kohlensubstanz umgebene Kalkeinlagerungen mit eigenartigen Gerinnungsstruk-

---

[31]) Th. Teumer, Was beweisen die Stubbenhorizonte in den Braunkohlenflözen? Jahrb. d. Hall. Verb. usw. III. Bd. Lfg. 3, 1922.

— Th. Teumer, Die Bildung der Braunkohlenflöze im Senftenberger Revier. Braunkohle Nr. 44. 1920.

W. Wolff, Diskussionsbemerkung zum Vortrag von Obering. Teumer. Jahrb. d. Hall. Verb. usw. IV. Bd. Lfg. 1, 1923, S. 182 bis 183.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

turen abgebildet worden. Der außerordentliche Individuenreichtum einzelner Arten, die Kleinheit und Zartheit der dünnen Schalen spricht für sehr schwach bewegtes Wasser und Einengung der Lebensräume. Löst sich eine größere besiedelte Wasserfläche in kleine Tümpel auf, so werden die in diesen engeren Räumen entstehenden Schnecken und Muscheln, wie sich heute noch beobachten läßt, kleiner. Die Kleinheit der Schalen, die zeitweilig bis zu mikroskopischer Winzigkeit geht, spricht gegen größere zusammenhängende Wasserflächen. Das stellenweise Vorkommen von zahlreichen Schneckenschalen in der Peißenberger Pechkohle dürfte solchen ehemaligen mehr oder weniger großen Wasserstellen in den Moorwäldern entsprechen. Dagegen, daß die Schneckenschalen eingeschwemmt sind, zeugt die oben genauer beschriebene Erhaltungsform der zarten Schalen und die äußerst feine Schichtung, welche nicht für starke Strömungsgeschwindigkeit spricht, sowie besonders das Fehlen von jeglichem anorganischen Sediment neben den Schalen in der Kohle. Die Schichtung der Kohle selbst sowie die des angrenzenden Nebengesteins ist meist so außerordentlich gleichmäßig, daß sie nur durch ruhigste Sedimentationsverhältnisse erklärbar ist. Dem Kalkgehalt entsprechend besaßen die Gewässer, aus denen nachher die Kohlenbildung hervorging, ein reges Tierleben. Das zeigen auch die zwischen und über die Flöze gelagerten Schichten, welche Cerithien-, Cyrenen- und Unionenschalen in großer Anzahl einschließen.

Die Kohle selbst besteht den Untersuchungen nach zwar in der Hauptsache aus Holzsubstanz, ist also eine Humuskohle, doch ist auch Faulschlamm in ihr enthalten. Meist beginnen die Flöze mit matten Streifen, die viel kalkige und tonige Beimengungen und auch Sapropel enthalten. Die durch die Bituminierung angereicherten Substanzen sind auch im mikroskopischen Bilde (Abb. 10, Taf. XIII) festgestellt worden. Auch der mit der Kohle wechsellagernde Stinkkalk und Stinkschiefer ist stark bituminös. Hierbei sei erwähnt, daß nach K. A. Weithofer[32]) in der Pechkohle (auf dem Kleinkohlflöz in Hausham) auch in der Kohle an mehreren Stellen eine erdölartige Flüssig-

[32]) K. A. Weithofer, Das Pechkohlengebiet des bayerischen Alpenvorlandes und die Oberbayerische Aktiengesellschaft für Kohlenbergbau. — Denkschrift aus Anlaß des 50jährigen Bestandes der Oberbayerischen A.-G. für Kohlenbergbau. München, 1920, S. 62.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

keit beobachtet worden ist, die von den Kohlenstücken abfloß. Die Kohle selbst war unverändert. Sporen spielen bei der Zusammensetzung der Pechkohle nur eine untergeordnete Rolle.

Interessant ist die Feststellung von Sporen saprophytisch lebender Pilze (Abb. 32—34, Taf. XVI). Diese Pilze werden an dem *Cupressinoxylon* gelebt haben und mit diesen zusammen fossilisiert worden sein. Wie bereits W. GOTHAN in einem anderen Falle geäußert hat, dürfte dieses Vorkommen wohl auf einen feuchten, nicht aber überall mit Wasser bedeckten Untergrund hinweisen. Das würde mit unserer Vorstellung von Waldstandmooren mit gelegentlichen offenen Wasserstellen gut übereinstimmen.

Die Faziesverhältnisse wechselten dauernd; die Flöze sind nie sehr mächtig und führen zahlreiche Zwischenmittel. Das ganze Gebiet unterlag einer zu verschiedenen Zeiten verschieden rasch vor sich gehenden Senkung, die entsprechend dem Auskeilen einzelner Flöze verschiedene Konfigurationen der Waldstandmoore hervorrief. An den Stellen, an welchen das Wasser nicht ganz so flach war, bildete sich statt Kohle b i t u m i n ö s e r Kalk. Der Bitumengehalt läßt darauf schließen, daß in den Gewässern tierische und pflanzliche Organismen mit stärkerem Protein- und Fettgehalt gelebt haben müssen.

Bei rascher Senkung wurde das Waldstandmoor mit brackischem Wasser bedeckt, es bildeten sich Gesteinsschichten mit brackischen Conchylien. Auch marine Schichten finden sich dazwischen eingelagert. Es ist also nach W. WOLFF wahrscheinlich, „daß sich bis zum Anbruch der untermiocänen Transgression ein oligocäner Meeresarm in Südbayern erhielt, von welchem periodische Überflutungen ausgingen... Seine Lage muß man entfernt vom Alpenrande, dort, wo die oligocäne Molasse unter den mächtigen neogenen und quartären Ablagerungen verschüttet liegt, suchen. Dieser Meeresarm kann indes nur schmal gewesen sein, denn am Jurarande nördlich der Donau ist kein marines Oligocän bekannt."

Im Miocän brach das Meer wieder herein, und es bildete sich im Alpenvorland wieder eine ostwestliche Meeresverbindung. Die Bedingungen zur Braunkohlenbildung waren hier im Miocän nicht mehr gegeben. Durch die miocäne Alpenfaltung wurde auch das Vorland, die oligocäne Kohlenablagerungen stark in Mitleidenschaft gezogen. Diese wurden stark gepreßt und zu einer Mulde

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

gefaltet, deren Nordflügel steilgestellt wurde. Durch diesen faltenden Gebirgsdruck wurde der Inkohlungsprozeß stark beschleunigt. Während die jüngeren tertiären Kohlen allermeist als Erdbraunkohlen erhalten sind, die ihren Namen schon durch ihre braune Farbe rechtfertigen, wurde die nur wenig ältere oligocäne Kohle durch die Gebirgsbildung stark umgewandelt, so daß sie äußerlich eine schwarze Farbe und hohen Glanz erhielt. Bei chemischer und petrographischer Untersuchung erweist sie sich jedoch unzweifelhaft als Braunkohle. Nach den Forschungen E. Erdmanns ist es wahrscheinlich, daß die tektonische Beeinflussung der Kohle sich als eine Druckerhitzung auf etwa 250° zu erkennen gibt. Denn während gewöhnliche Braunkohle, wie schon gesagt, schon bei Erhitzung auf 100° Schwelgase abgibt, beginnt die Verschwelung der Pechkohle erst bei 290°. Es zeigt sich also, daß der tektonische Druck von maßgebendem Einfluß auf den Inkohlungsgrad der Kohle ist. Die Richtigkeit dieser Anschauung ist neuerdings von D. White[33]) und W. Petrascheck[34]) erwiesen worden. In einer neueren Arbeit haben W. Petrascheck und B. Wilser[35]) gezeigt, daß der allerwichtigste für die Qualität der Kohle in Betracht kommende Faktor der Gebirgsdruck ist. Dabei kann der Belastungsdruck allein den faltenden Gebirgsdruck nicht ersetzen. Experimentell haben sie gezeigt, daß die Qualität der Kohle nicht durch die Flora bestimmt ist.

Da der tektonische Druck die Inkohlung fördert, so ist er auch mit verantwortlich zu machen für die Entstehung der Schlechten und Lassen, die auf Materialschwund beim Fortschreiten der Inkohlung zurückgeführt werden müssen und deren Lage durch die Druckrichtung bestimmt wird. Die Schlechten und Lassen in der Peißenberger Pechkohle sind im wesentlichen als nach der Faltung entstanden zu betrachten. Wir haben es also in der Peißenberger Pechkohle mit einer Braunkohle zu tun, die ursprünglich in der gleichen Weise entstanden ist wie die heutigen Erdbraunkohlen und die nur durch die nach-

---

[33]) David White, The Origin of Coal. Bureau of Mines, Washington, Bull. 38, 1913.

[34]) W. Petrascheck, Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. Berg- und Hüttenmänn. Jahrb. 1922.

[35]) W. Petrascheck und B. Wilser, Studien zur Geochemie des Inkohlungsprozesses. Diese Zeitschr., Bd. 76, 1924, Monatsbericht S. 200—214.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

trägliche drucktektonische Beeinflussung ihren jetzigen Charakter als „Glanzbraunkohle“ erhalten hat.

Ergebnisse.

1. C. v. GÜMBEL hat behauptet, daß die bayerische Pechkohle durch und durch Holzstruktur aufweise. Da man diese aber im Dünnschliff nicht erkennen kann, ist diese Behauptung von späteren Autoren vielfach als nicht erwiesen betrachtet worden. Die vorliegende Arbeit weist nun an Hand von Mikrophotogrammen nach, daß die untersuchte Kohle in der Tat zum größten Teil Holzstruktur besitzt, die jedoch im Dünnschliff deswegen nicht zu erkennen ist, weil die Holzzellen vollständig mit kohliger Substanz ausgefüllt sind, die die gleiche Lichtbrechung besitzt wie die Zellwände.

2. In den Dünnschliffen beobachtet man eine „Gerinnungsstruktur“, wie man sie am besten aus den Bogheadkohlen kennt. Während es sich bei den Bogheadkohlen um linsenförmige Zusammenballungen von gelblichen Bitumina handelt, zeigt die Pechkohle in ihrer Hauptmasse derartige Zusammenballungen aus dunkelroten, also wohl humosen Substanzen, die von dunkleren Stoffen umflasert sind.

Bisher wurden derartige Strukturen, also Linsen, die von anderer Substanz umgeben sind, für organische Gebilde gehalten: Protophyten (REINSCH), Algen (RENAULT, BERTRAND, H. POTONIÉ), Sporen (JEFFREY). In vorstehendem wurde gezeigt, daß diese linsenförmigen Gebilde innerhalb der Holzstruktur vorkommen, so daß es sich also nicht um Sporen, sondern nur um nachträgliche Bildungen handeln kann, also um Ausfüllung des strukturbietenden Holzes, mit humoser Substanz. Hiermit ist die Gerinnungsstruktur auch in einer Humuskohle nachgewiesen.

3. Die Kohle geht allmählich ins Nebengestein über, und zwar derart, daß gewisse, nach dem Liegenden zu sich häufende und immer kalkreicher werdende Zusammenballungen, die hier aus bituminöser Substanz bestehen (gelbe Farbe), sich anreichern. Sie zeigen gelegentlich die zellige Struktur, die BERTRAND seiner Zeit dazu geführt hat, ähnliche Gebilde der Bogheadkohle von Autun für Algen zu halten. Der allmähliche Übergang dieser gelben Zusammenballungen der Pechkohle in Stinkkalk spricht

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

dafür, daß es sich um anorganische Bildungen handelt.

4. Es konnte nachgewiesen werden, daß die in der Kohle vorhandenen Schnecken autochthon sind.

Sie treten im Liegenden und an einzelnen wenigen Stellen innerhalb der Flöze auf, und zwar nicht im Sapropel. Das Braunkohlenmoor muß also mindestens eine von offenem Wasser freie Oberfläche gehabt haben. Schon die flachsten Wasserstellen äußerten sich durch sofortiges Auftreten von Conchylien.

5. Wegen des Auftretens von Conchylien lag es nahe, die Kohle als Faulschlammkohle aufzufassen. Die herrschende Anschauung bleibt jedoch zu recht bestehen, daß die Glanzkohlen Humuskohlen sind.

6. Auch die durch Mazeration aufgefundenen Pilzsporen (Teleutosporen usw. von *Phragmidites*) weisen auf einen zwar feuchten, aber nicht von Wasser völlig bedeckten Boden der Braunkohlenwälder hin.

7. Die Braunkohlenmoore, aus denen die Peißenberger Pechkohle hervorgegangen ist, haben wir uns demnach nicht als Sumpfmoore, sondern als Waldstandmoore vorzustellen.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Tafelerklärung.

Tafel XI.

Abb. 1. Kohlenschmitzchen mit Nebengestein. Zeigt die zur Schichtung senkrecht stehenden Schlechten in der Kohle, die nicht ins Nebengestein hinaus fortsetzen. (Vergr. 2/3 : 1.)
Abb. 2. Mikroskopisches Flözchen mit Schlechtenbildung. (Vergr. 33 : 1.)
Abb. 3. Vitritstreifen und Pyritkügelchen in der Pechkohle. (Vergr. 100 : 1.)
Abb. 4. Vitritstreifen und Pyritkügelchen in der Pechkohle. (Vergr. 200 : 1.)
Abb. 5. Vitritstreifen und -linsen und Pyritausscheidungen in der Pechkohle. (Vergr. 100 : 1.)

Tafel XII.

Abb. 6. Struktur der humosen Pechkohlensubstanz im Vertikalschnitt. Zusammenballungen. Gerinnungsstruktur. Keine Sporen. (Vergr. 150 : 1.)
Abb. 7. Ausschnitt aus Abb. 6. (Vergr. 300 : 1.)

Tafel XIII.

Abb. 8. Gerinnungsstruktur der Pechkohlensubstanz im Vertikalschnitt mit gelben Bitumenlinsen. (Vergr. 100 : 1.)
Abb. 9. Gerinnungsstruktur der Pechkohlensubstanz im Horizontalschnitt. (Vergr. 100 : 1.)
Abb. 10. Schlierenförmige goldgelbe Bitumenmassen in der Pechkohle. (Vergr. 33 : 1.)
Abb. 11. Kalkige weißlichgelbe Bitumeninsel in der Pechkohle. (Vergr. 200 : 1.)
Abb. 12. Gerinnungsstrukturen aus Kalk und Bitumen. (Vergr. 200 : 1.)
Abb. 13. Gerinnungsstrukturen aus Kalk und Bitumen. (Vergr. 100 : 1.)
Abb. 14. Anorganisches sporenähnliches Gebilde in der Pechkohle. (Vergr. 100 : 1.)

Tafel XIV.

Abb. 15. Mikrospore (?) in der Pechkohle. (Vergr. 200 : 1.)
Abb. 16. Holzrest mit Pyritausscheidungen aus dem Nebengestein der Pechkohle. (Vergr. 320 : 1.)
Abb. 17. Holzreste mit Pyritkugeln aus dem Nebengestein. (Vergr. 100 : 1.)
Abb. 18. Pyritkügelchen im Stinkschiefer. (Vergr. 200 : 1.)
Abb. 19. Übergang von Kohle in Kalkstein. Kalkige Bitumeninseln. (Vergr. 100 : 1.)
Abb. 20. Stinkkalk mit durch organische Substanz dunkel gefärbten Streifen. (Vergr. 100 : 1.)
Abb. 21. Bitumen und Schneckenschalen in der Kohle. (Vergr. 33 : 1.)

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Tafel XV.

Abb. 22. Schalen in der Kohle. (Vergr. 33:1.)
Abb. 23. Winzige Schälchen in der Pechkohle. (Vergr. 33:1.)
Abb. 24. Zerbrochene Schneckenschalen im Stinkstein. (Vergr. 33:1.)
Abb. 25. Spodogramm vom Westerwälder Lignit. (Vergr. 26:1.)
Abb. 26. Spodogramm des Dillenburger pechkohligen Lignits. (Vergr. 26:1.)
Abb. 27. Desgl. (Vergr. 26:1.)
Abb. 28. Spodogramm der Peißenberger Pechkohle. (Vergr. 14:1.)
Abb. 29. Ausschnitt aus Abb. 28. (Vergr. 34:1.)
Abb. 30 und 31. Spodogramme der Peißenberger Pechkohle. (Vergr. 34:1.)

Tafel XVI.

Abb. 32. Teleutosporen von *Phragmidites;* im Querschnitt rund. (Vergr. 570:1.)
Abb. 33. Äcidiosporen (?) von *Phragmidites.* (Vergr. 570:1.)
Abb. 34. Uredosporen von *Phragmidites* mit gekörnter Oberfläche. (Vergr. 570:1.)
Abb. 35. Sporenhaut mit Falten und glatter Oberfläche. (Vergr. 570:1.)
Abb. 36. Anschliff der Pechkohle im auffallenden Licht Holzzellen zeigend. (Vergr. 50:1.)
Abb. 37. Wie Abb. 36. (Vergr. 150:1.)

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

13. Kerbwirkung in Technik und Wissenschaft; Kerbwirkung in der Geologie.

(Vortrag, gehalten in der Sitzung am 3. Juni 1925.)

Von Herrn Erich Seidl in Berlin.

(Mit 35 Textabbildungen.)

INHALT.

	Seite
I. Einführung	301
A. Begriff Kerb und Kerbwirkung	301
B. Beseitigung von Kerben und Kerbwirkung	302
II. Kerbwirkung in Technik und Wissenschaft	304
A. Erstes Stadium der Kerbwirkung — Konzentration von Spannungen im Kerbgrunde	304
B. Zweites Stadium der Kerbwirkung — Auslösung der Spannungen des Kerbgrundes	308
1. Stoffe im Falle spröder Reaktion	308
a) Beispiele aus Praxis und Wissenschaft	308
α) Metalle. β) Mineralien und Gesteine	312
b) Technische und molekulare Festigkeit; Bruchtheorie rücksichtlich der Kerbwirkung	319
2. Stoffe im Falle plastischer Reaktion	320
C. Ergebnis	322
III. Kerbwirkung in der Geologie, ermittelt durch Analogieschluß in Verbindung mit anderen Kriterien	323
1. Untersuchungsmöglichkeiten	323
2. Kerbwirkung bei verschiedenen Gesteinsarten; ihre Beseitigung durch mechanische und chemische Einwirkung auf die Oberfläche	324
a) Gletscherwirkung	324
b) Wasserwirkung — Karren, Höhlen	328
3. Kerbwirkung bei zelligen Gesteinen und in Trümmerzonen; ihre Beseitigung durch Kompression, durch Einpressung oder Ausfällung von Mineralsubstanz	334
4. Kerbwirkung als Teilkraft tektonischer Erscheinungen, insbesondere von autotektonischen Wirkungen in Salzstörungszonen	336
a) Tektonische Erscheinungen	336
b) Autotektonische Erscheinungen	339

Digitized by Google

Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Seite
5. Anregungen 342
a) Erosionskerbe 342
b) Schichtflächenkerbe und Aufblätterungskerbe 343
c) Kerbwirkung von Grubenbauen u. a. 343
d) Kerbwirkung und Großtektonik 346
IV. Ausblick 346

I. Einführung.

A. Begriff Kerb und Kerbwirkung.

Unter „Kerben" versteht man Einschnitte verschiedener Art und Größe, die an der Oberfläche oder im Innern von Materialien (Metallen, Gesteinen) auftreten (Abb. 1). Im weiteren Sinne versteht man darunter sowohl Haarrisse als auch unvermittelte Abstufungen des Querschnittes (Abb. 1e).

Erfahrungsgemäß beeinflussen derartige Kerbe im Falle der Beanspruchung der Materialien den Spannungs-Zustand im Innern in der Weise, daß eine Konzentration der Spannungen im „Kerbgrunde" stattfindet. Sie führen z. T. auch zu einer Veränderung der Widerstandsfähigkeit („Festigkeit") der Materialien.

Diese „Kerbwirkung" spielt in der Technik wie in der Geologie eine wichtige Rolle.

In der Technik schenkt man ihr aufmerksame Beachtung. Man kennt die „Herabsetzung der Festigkeit" durch Kerbwirkung; und man beabsichtigt, mit der Beseitigung der Kerben und der Kerbwirkung durch mechanische oder chemische Behandlung die „Festigkeit zu erhöhen".

Die wissenschaftliche Erforschung dieses Problems erstreckt sich auf die Feststellung der Beeinflussung des Spannungszustandes von Materialien durch Kerbe; sie erreichte durch Experimentieren eine gewisse Klärung des Festigkeits- und Bruchproblems, für das sich die richtige Erkenntnis der Kerbwirkung als förderlich ergibt.

In der Geologie muß sich die Kerbwirkung als tektonischer Vorgang äußern. Wenn man sie unter den andern tektonischen Kräften mit in Rechnung stellt, so finden manche bisher teils unbeachteten, teils unerklärten Erscheinungen eine einleuchtende Erklärung.

Faßt man den Zustand eines gekerbten Stabes, der einer Beanspruchung ausgesetzt ist, ins Auge, so wird durch den

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Kerb der Spannungszustand des Stabes in folgender Weise beeinflußt.

Durch den Kerb ist an sich der „nutzbare Querschnitt" des Stabes vermindert. Die Wirkung, die diese Veränderung des Querschnitts auf den Spannungszustand und auf die Beanspruchbarkeit des Materials ausübt, bleibe hier jedoch völlig außer Betracht.

Eine weitere Veränderung des Spannungszustandes des Materials und seiner Widerstandsfähigkeit gegen Formänderung ergibt sich durch die spezielle Wirkung, die von dem Kerb als solchem ausgeht. Nur diese sei unter dem Begriff „Kerbwirkung" verstanden.

Man kann diese Kerbwirkung in zwei Stadien betrachten, die scharf auseinandergehalten werden sollten.

Zunächst entsteht im Grunde des Kerbs eine Konzentration von Spannungen. Erst in einem weiteren Stadium, bei anhaltender Beanspruchung, wirken sich diese Spannungen in einer „bleibenden Formänderung" aus.

Diese Einwirkung der Spannungen äußert sich in verschiedener Weise bei dem Material, je nachdem es gegenüber der Beanspruchung „spröde" oder „plastisch" reagiert.

Wie eine Kerbwirkung zustandekommt, könnte man sich durch folgendes Bild veranschaulichen.

Stellt man sich vor, daß die Linien der Spannungen, die in dem Stoff durch die Beanspruchung erzeugt werden, fließen wie die „Fäden" einer Flüssigkeit, so unterbricht die Einkerbung den glatten Fluß der Strömung; die „Stromlinien" drängen sich scharf um die Spitze des Kerbs herum unter starker Einwirkung auf das Material in der Nähe der Spitze[1]).

B. Beseitigung von Kerben und Kerbwirkung.

Auch die Beseitigung der Kerben spielt in der Technik und in der Geologie eine bedeutsame Rolle.

Oberflächen-Kerbe.

Bei Oberflächen-Kerben kommen meiner Meinung nach hauptsächlich folgende Möglichkeiten der Beseitigung durch mechanische oder chemische Einwirkungen in Frage (Abbildungen 2 a bis d).

a) Ausfräsung des Kerbs und Plombierung der Höhlung derart, daß die alte Oberfläche des Materials wiederhergestellt wird.

[1]) Angeregt durch Herrn G. Sachs.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Diese Behandlung dürfte, abgesehen von der Verringerung oder Beseitigung des Kerbs insofern die günstigste Wirkung erzielen, als der alte Querschnitt des Materials wieder hergestellt wird und unvermittelte Querschnittsübergänge so gut wie völlig vermieden sind. Doch muß naturgemäß die Kerbfüllmasse dem Material des Mutterkörpers (in ihren elastischen Eigenschaften) gleichen und mit ihm (durch Verknetung, Verschweißung) zu einer Einheit verbunden werden — andernfalls kann wohl die Kerbwirkung nur zum Teil aufgehoben werden (siehe die Bedeutung von Zonen der Inhomogenität, Abschnitt II B, 1 α, β, Mineralien und Gesteine).

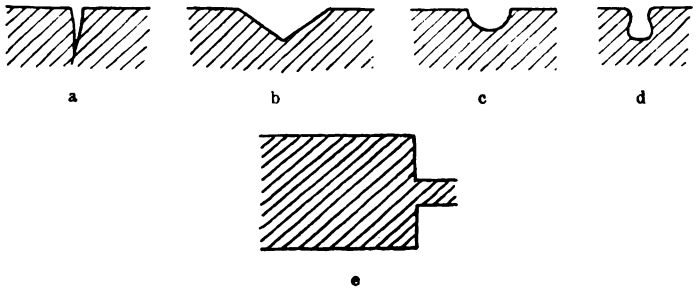


Abb. 1. Kerbe.

a) u. b) spitze Kerbe; a) als Haarriß endigend; c) u. d) gerundete Kerbe; e) unvermittelte Änderung des Querschnitts (Kerb mit rechtem Winkel, z. B. Welle).

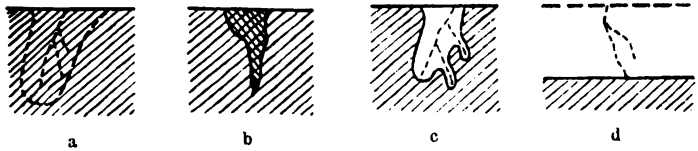


Abb. 2. Beseitigung der Kerben; Aufhebung der Kerbwirkung.

a) Ausfräsung und Plombierung des Kerbs; b) Plombierung des Kerbs ohne vorhergehende Ausfräsung; c) Ausätzung der Kerbstelle; d) Beseitigung des Kerbs durch Abhoblung der Oberflächenschicht.

b) Plombierung des Kerbs, ohne daß der Kerbgrund vorher ausgefräst worden ist.

In diesem Falle ist zwar auch der alte Querschnitt des Materials wieder hergestellt, doch erscheint, wofern nicht eine restlose Ausfüllung der äußersten in Haarrisse auslaufenden Endigung des Kerbs erzielt wird, die Beseitigung der Kerbwirkung als sehr unvollständig.

c) Beseitigung der scharfen Kerbspitzen und damit Milderung des Kerbs durch mechanische Behandlung oder durch Aetzen.

d) Beseitigung der ganzen die Oberflächen-Kerbe enthaltenden Zone.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

In diesem Falle würde das Material eine Verminderung des Querschnitts erleiden, ohne daß sich immer eine völlig kerbfreie neue Oberfläche ergibt, da unter Umständen innere Fehlstellen bloßgelegt werden.

Innen-Kerbe.

Auch die im Innern mancher Stoffe auftretenden Kerbe lassen sich schließen.

In der Technik kann bei einem Material, das sich gegenüber Druckbeanspruchung plastischer als gegen Zug verhält, durch Kompression eine Abschwächung der inneren Kerbwirkung erzielt werden. Hierauf beruht möglicherweise auch die Bedeutung der mechanischen Bearbeitung in der Technik durch Walzen, Pressen, Schmieden usw. In der Geologie kommt außerdem vielfach eine Ausfüllung von Höhlungen durch Einpressen plastischer Massen oder durch Ausfällung von Mineralsubstanz aus Lösungen vor.

II. Kerbwirkung in Technik und Wissenschaft.

Über Kerbe und Kerbwirkung — womit zugleich Festigkeits-, Bruch- und Plastizitätsprobleme angeschnitten werden — habe ich mir auf Grund der vorliegenden umfangreichen Literatur und durch eigene Anschauung, unterstützt durch wertvolle Unterhaltungen mit meinen wissenschaftlichen Freunden[2]), folgendes Urteil gebildet.

A. Erstes Stadium der Kerbwirkung — Konzentration von Spannungen im Kerbgrunde.

Die Spannungen, die bei der Beanspruchung von Materialien auftreten, vermag man bei durchsichtigen Stoffen (Glas, Zelluloid, Zellon, Steinsalz) durch Betrachtung der Stoffe im polarisierten Licht festzustellen.

Die Doppelbrechung, die beobachtbar ist und die sich in einer verschiedenartigen Tönung äußert, ist je nach der Stärke der Beanspruchung verschieden.

Die Einwirkung von Einkerbungen bei der Biegung auf den Verlauf der „spannungsfreien Linie“ ersieht man aus den Abbildungen zweier verschieden geformter Zelluloid-

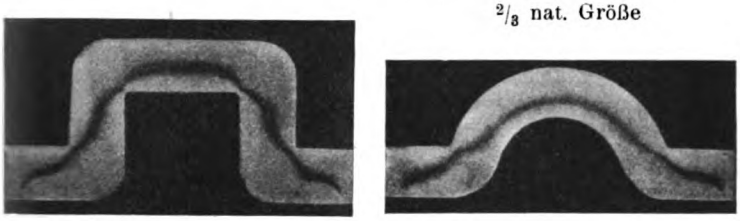
---

[2]) Dr. ing. Georg Sachs, Mitarbeiter am Kaiser-Wilhelm-Institut für Metallforschung Berlin, Dr. Ernst Schiebold, Mitarbeiter am Kaiser-Wilhelm-Institut für Metallforschung Berlin, Bergrat Kurt Seidl, Carlshof O.-S.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Bügel, die auf Biegung beansprucht sind[3]). Bei dem rechtwinklig geschnittenen Bügel (Abb. 3 a) sieht man, daß an allen Stellen der rechtwinkligen Einkerbung die spannungsfreie Linie dicht an die Kerbspitze herangeht. Es bedeutet dies, daß dort die Spannungen besonders hoch sind.

$^2/_3$ nat. Größe



a b

Abb. 3. Spannungszustand eines auf Biegung beanspruchten Zelluloidbügels.

Gekennzeichnet durch photographische Aufnahme der Interferenzfarbenunterschiede im polarisierten Licht. Unterbrechung der „spannungsfreien Linie", die in der Abbildung dunkel erscheint, bei dem rechtwinklig geschnittenen Bügel a; ruhiger Verlauf derselben bei dem gerundeten Bügel b.

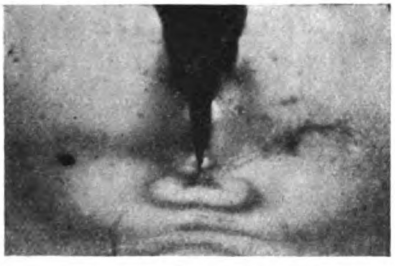


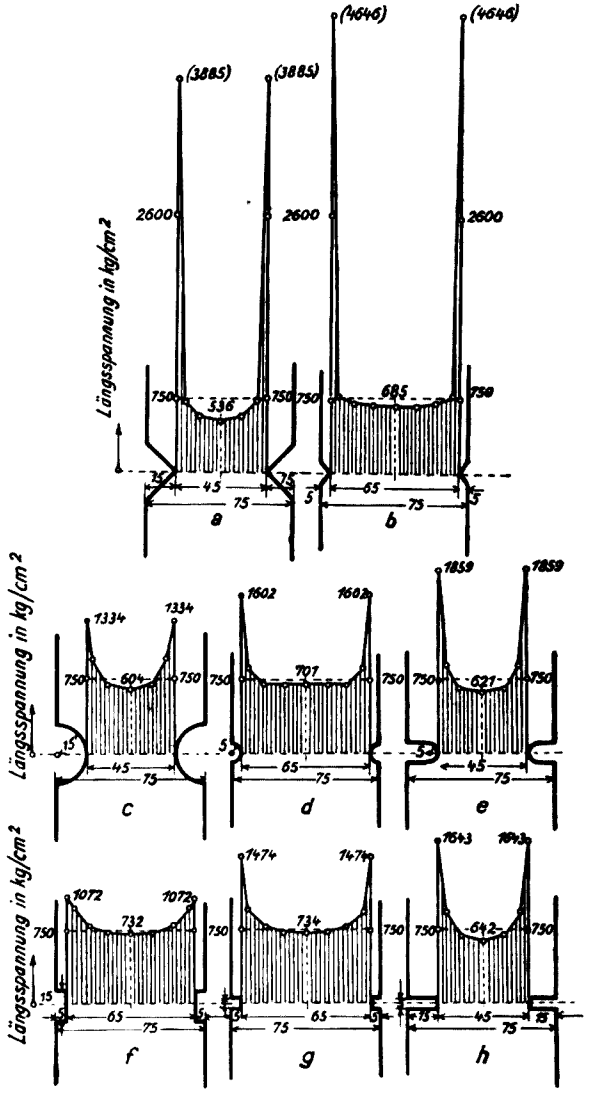
Abb. 4. Spannungszustand an der Kerbspitze eines eingerissenen Zellonplättchens. (30 mal vergrößert.)

Gekennzeichnet durch photographische Aufnahme der Interferenzfarbenunterschiede im polarisierten Licht.

Im Gegensatz hierzu verläuft bei dem gerundeten Bügel (Abb. 3 b) die neutrale Linie — außer an den beiden noch verbliebenen rechtwinkligen Kerbstellen — annähernd in der Mittellinie des Querschnitts, eine gleichmäßige Verteilung der Spannungen kennzeichnend.

[3]) Nach O. Hönigsberg: Unmittelbare Abbildung der neutralen Schichten bei Biegung durchsichtiger Körper in zirkularpolarisiertem Licht. Internationaler Verband für die Materialprüfung der Technik, Brüsseler Kongreß 1906.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN



Nach G. Sachs. Mech. Techn. d. Met. Akad. Verlagsges., Leipzig.

Abb. 5. Spannungsstörungen durch Kerbe in elastisch gedehnten Zugstäben. Nach Versuchen von Preuß.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Ein weiteres anschauliches Beispiel der Beeinflussung der inneren Spannungen eines Zellonplättchens durch einen Kerb zeigt die in gleicher Weise hergestellte photographische Aufnahme, die Abbildung 4 wiedergibt[4]).

Gleiche Schattierungen der Abbildung zeigen gleichartige Interferenz-Tönungen an und bedeuten also annähernd gleiche Werte des Spannungszustandes.

Im Maschinenbau werden neuerdings in dieser Weise an Zelluloidmodellen die in Maschinenteilen zu vermutenden Spannungen beobachtet[5]).

Die Verteilung der Spannungen in gekerbten Metallstäben ist verschiedentlich durch Messung ihres elastischen Verhaltens festgestellt worden. Die von Preuss unter Anwendung von Meßspiegeln bei Kerben verschiedener Tiefe und verschiedener Ausrundung des Kerbgrundes erzielten Ergebnisse veranschaulicht Abbildung 5[6]).

Über jeder Stelle des engsten Querschnitts der einzelnen dem Versuch dienenden eingekerbten Flachstäbe (Flußeisen) ist die Größe der Längsspannung graphisch aufgetragen.

Man sieht, daß die Spannung im Kerbgrunde erheblich größer ist, als in der Mitte des Stabes. Man sieht ferner, daß es nicht die Tiefe des Kerbs ist, welche die größten Spannungsunterschiede hervorruft, sondern daß diese besonders von dem Grad der Zuspitzung (Verhältnis zwischen Breite und Tiefe des Kerbs) abhängen. Insbesondere fällt auf, daß ein runder Kerb eine geringere Wirkung als ein spitzer ausübt. Es vermindert also die Ausrundung eines spitzen Kerbs die Kerbwirkung.

Exakter ausgedrückt bedeutet dies nach den zusammenfassenden Betrachtungen von Sachs folgendes[7]):

Der Unterschied zwischen der Spannung im Kerbgrunde und der mittleren Spannung des Stoffs bei sonst unveränderten Abmessungen wächst

a) mit der Verkleinerung des Abrundungsradius;
b) mit der Zunahme des Verhältnisses von Kerbtiefe zur Stärke des übrigen ungestörten Querschnitts;
c) mit der Verringerung der Abmessungen eines Kerbs einer bestimmten Form.

---

[4]) Untersuchung von Herrn E. Schiebold.

[5]) W. Birnbaum: Optische Untersuchung des Spannungszustandes in Maschinenteilen mit scharfen und abgerundeten Ecken. Zeitschr. f. techn. Physik, 1924, S. 143.

[6]) Vgl. G. Sachs: Grundbegriffe der mechanischen Technologie der Metalle. Akadem. Verlagsges., Leipzig 1925, S. 85.

[7]) G. Sachs: a. a. O. S. 86 in etwas anderer Fassung.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

B. Zweites Stadium der Kerbwirkung — Auslösung der Spannungen des Kerbgrundes.

1. Stoffe im Falle spröder Reaktion.

Materialien, welche unter der ihnen auferlegten Beanspruchung spröde reagieren, reißen, wenn die Anhäufung der Spannungen im Grunde eines Kerbs ein gewisses Maß überschreitet, ein und brechen daher bei Anwesenheit von Kerben leichter als ungekerbte Proben.

a) Beispiele aus Praxis und Wissenschaft.

Erfahrungen der Praxis und Versuche mit spröde reagierenden Stoffen — Metallen und Gesteinen — die Kerben verschiedener Art enthalten, besagen im einzelnen folgendes:

α) Metalle.

Sichtbare Risse in Maschinenteilen muß man ausbessern, wenn man vorzeitigen Brüchen vorbeugen will. Es geschieht dies bei Gußeisen in der Weise, daß die Rißzone ausgemeißelt und die Höhlung mit Metall der gleichen Art zugeschweißt wird.

Abbildung 6 zeigt die Aufblätterung eines Kesselblechs aus Schweißeisen (mit ausgeprägter Schichtung infolge unterschiedlichen Phosphorgehalts) auf Schichtfugen, die sich durch Einreißen bei fehlerhaftem abscherendem Zerschneiden ergab.

Abbildung 7a zeigt einen von einer schadhaften Oberflächenstelle ausgehenden Querriß einer Flußeisenstange, der zum Bruch führte, während die daneben befindliche Schweißstelle unversehrt blieb. Die vergrößerte Aufnahme des Risses (Abb. 7b) läßt erkennen, wie dieser als Haarriß fortschreitet, indem er, z. T. den Schichtflächen des Materials folgend, treppenförmig absetzt.

Die Gefährlichkeit von Haarrissen (Abb. 8) hat man früher unterschätzt.

Bei der Bearbeitung von Edelstahlblöcken gab es infolgedessen anfangs übermäßig viel Ausschuß. Die meisten vorgewalzten Blöcke zerspleißten beim Weiterwalzen, ausgehend von langen Haarrissen (die mit dem bloßen Auge nicht zu sehen, aber 5—20 cm lang und ½—1 cm tief waren). Die Blöcke mußten daher einer Vorbehandlung unterworfen werden. Die Risse wurden zunächst (durch Beizen) sichtbar gemacht und dann mit Preßluftmeißeln so lange bearbeitet, bis der Span nicht

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

mehr aufplatzte. Das dann verwalzte Material ergab einwandfreien Edelstahl.

Selbst hochglanz-polierte Wellen, von denen man lange Zeit annahm, daß sie wirksame Risse nicht mehr enthalten, werden neuerdings geätzt. Man erreichte dadurch oft

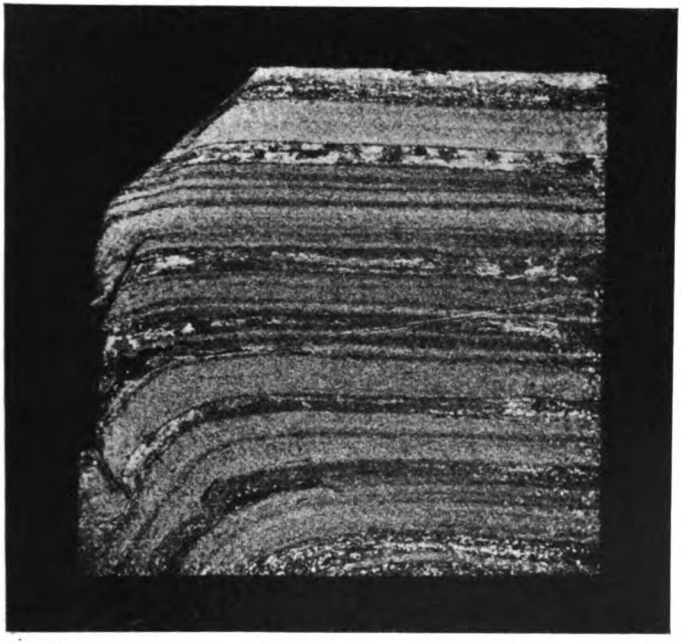


Abb. 6. Einreißen — Aufblättern — eines schweißeisernen Kesselblechs längs zu stark phosphorhaltigen Schichten. 4 mal vergrößert.

Ausgehend von Störungsstellen, die durch fehlerhaftes Abscheren entstanden sind.

die erstaunliche Wirkung, daß, als Folge der Ausrundung der Haarrisse, die „Festigkeit" um 30% „erhöht" wurde[8]).

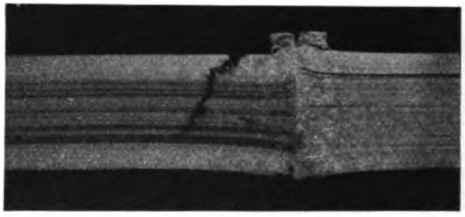
Analoge Wirkungen von Haarrissen, die von schadhaften Oberflächenstellen, insbesondere von den Korngrenzen ungünstig gelagerter, spröde reagierender Kristalle ausgehen, sind u. a. beim Kaltwalzen von Aluminium und von Kupfer beobachtet[9]).

[8]) Briefliche Mitteilung von Direktor E. Roth, Lautawerk, Lausitz.

[9]) E. Seidl, E. Schiebold: Das Verhalten inhomogener Aluminium-Gußblöckchen beim Kaltwalzen. Makroskopische Beobachtung der

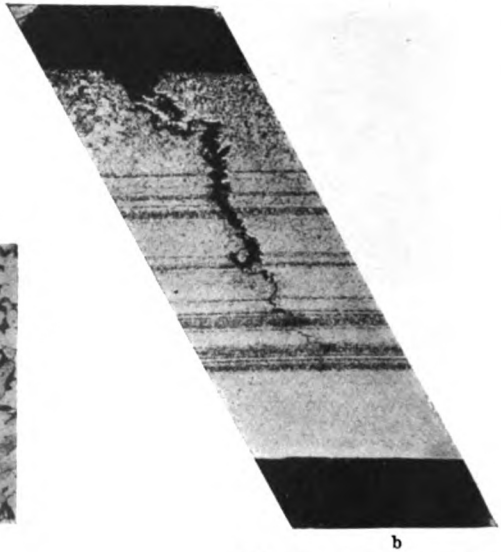
Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Ein besonders eindrucksvolles Zeichen von Kerbwirkung bietet das als „season cracking" in der Metallkunde bekannte spontane Aufreißen gezogenen oder gepreßten Metalls unter Knall, das infolge des Verarbeitungsprozesses



a

Abb. 7a. Oberflächenfehler, der bei normaler Beanspruchung des Materials (Flußeisen - Stange) neben einer Schweißstelle zum Bruch führte. (Vergr. Aufnahme s. Bild 7 b).
Reißzone unter einem Winkel von 50—60° zur inneren Struktur.



b

Abb. 7 b. Fortschreiten des Kerbs (Bild 7a) als Haarriß in Absätzen, z. T. längs der Schichtung.

Vergr. 200

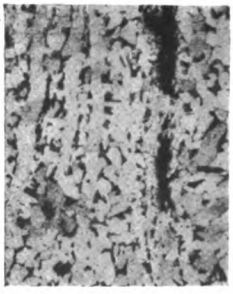
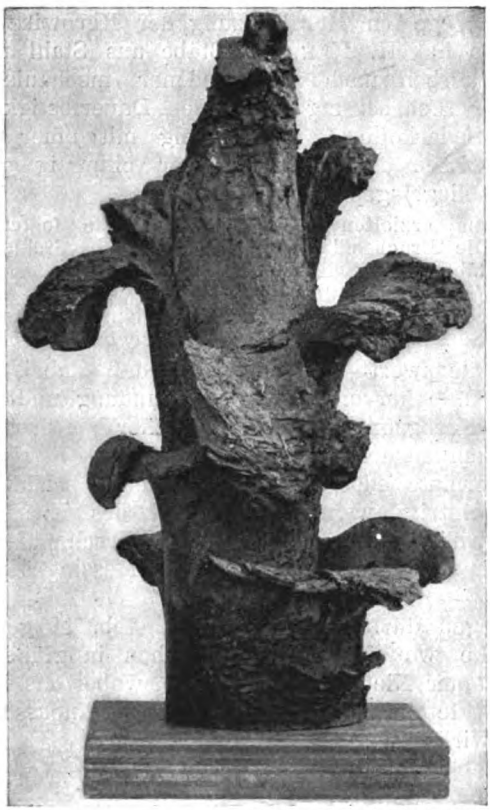


Abb. 8.
Haarriß (innere Fehlstelle im Gußmaterial: Flußeisen).

Entstehung einer Walztextur (Mitteilungen aus dem Kaiser-Wilhelm-Institut für Metallforschung). Zeitschr. f. Metallk. 1925, S. 226 ff.; desgl. Erweiterter Sonderdruck V. D. I.-Verlag.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

unter starken inneren Spannungen steht (Abb. 9)[9a]). Es genügt schon die scheinbar geringe — tatsächlich aber konzentrierte — Spannung kleiner Kerbe, um plötzlich die zerstörende Entspannung hervorzurufen.



Verl. Jul. Springer, Berlin.

Abb. 9. Preßbarren aus α=Messing, der beim Herausnehmen aus dem Rezipienten infolge innerer Spannungen aufblätterte. (Lin. Vergr. 0,17).

Eine unvermittelte Änderung des Querschnitts beanspruchter Materialteile sucht man möglichst zu vermeiden. Bei Wellen (Abb. 1e) führt sie erfahrungsgemäß an der Stelle des scharfen Übergangs vom größern zum kleinern

[9a]) Bild aus J. Czochralski: Moderne Metallkunde. 1924, S. 279 Abb. 294.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Durchmesser im Betriebe zum Bruch. Wellen, die vollständig im kleineren Durchmesser ausgeführt sind (die also die früher sogenannte „Verstärkung" nicht erfahren haben) halten die gleiche Beanspruchung aus, ohne zu brechen.

In der Maschinentechnik ist man nunmehr planmäßig bemüht, „Wege zur Herabsetzung der Kerbwirkung"[10]) zu finden. So hat H. KÄNDLER Stäbe aus Stahl mit Rund- und Spitzkerben nach verschiedener mechanischer und chemischer Bearbeitung auf ihre „Dauerfestigkeit" (d. i. oftmals wiederholte Beanspruchung mit einer Last, die einen gewissen Betrag unter der einmalig getragenen Höchstlast liegt) geprüft.

Von dem erzielten Zahlenmaterial dürfte folgendes interessieren: Die Bruchschlagzahl wurde bei abgedrehten und bei polierten Stäben aus Stahl mit Rundkerben nach Behandlung mit verdünnter Säure um 40 % bzw. um 27 % erhöht. Bei Proben, die Spitzkerben enthielten, ergab sich nach längerem Ätzen mit konzentrierter Säure eine Erhöhung der Dauerschlagszahl bis zu 116 %.

Bemerkenswert erscheint mir, daß dabei, wie aus Abb. 10a u. b hervorgeht, die Ausrundung und Verbreiterung des Kerbgrundes weit energischer als das Abrunden von Erhöhungen erfolgt.

Ich vermute jedoch, daß eine besonders schädliche Kerbwirkung eintritt, wenn der Winkel des Einschnitts die inneren Strukturflächen des Materials zerschneidet, wie dies z. B. bei unsachgemäß gestanzten Messingkörpern der Fall ist.

Hingegen dürfte in dem durch Abb. 11 gekennzeichneten Falle, wo ein Flußeisenstäbchen in glühendem Zustand zu einer Niete geformt wurde, wobei das innere Gefüge des Metalls sich der Einkerbung anpassen konnte, die Kerbwirkung geringer sein.

β) Mineralien und Gesteine.

Unter den Erfahrungen, die mit Mineralien und Gesteinen verschiedener Art gemacht wurden, dürften folgende von besonderm Belang sein.

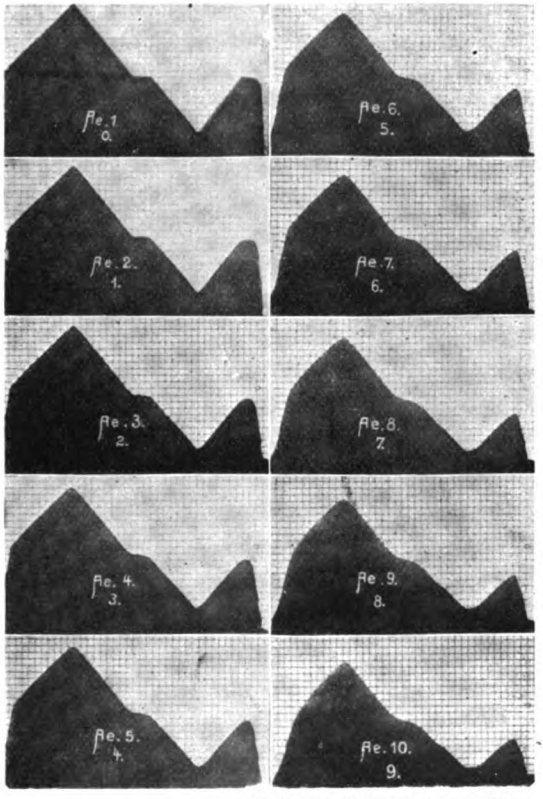
Bei natürlichen oder künstlichen Gesteinen, die als Baumaterial dienen, gehen Brüche infolge von Überlastung erfahrungsgemäß von Kerbstellen aus[11]).

[10]) H. KÄNDLER: Neue Wege zur Herabsetzung der Kerbwirkung. Zeitschr. f. techn. Physik, 1924, S. 150. Abb. 3 u. Tafel VI, Abb. 1.

[11]) A. HÄNISCH: Resultate der Untersuchungen mit Bausteinen der österreichisch-ungarischen Monarchie. Wien 1892.

M. GARY. Mitt. a. d. Kgl. Techn. Versuchsanstalten. Berlin 1897, 1898 u. 1900

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN



Verl. Joh. Ambr. Barth, Leipzig.

Abb. 10a. Verschiedene Stufen der Ätzwirkung einer mit scharfkantigen Buckeln und mit Kerb versehenen Metalloberfläche.
0. Ausgangsstadium, 9. Endstadium. Auffällig starke Ausrundung des Kerbgrundes gegenüber nur geringer Rundung der Buckelspitze.

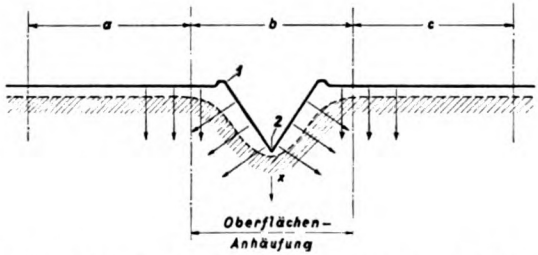


Abb. 10b. Theoretischer Ätzvorgang bei einer Kerbfurche.
**Punktierte Linie: Vermuteter Verlauf der Kerbfurche nach erfolgter Ätzung.
1. Aufgeschmierte Randwulste.**

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Durch Verputzen poröser Gesteine oder durch Polieren dichter Bausteine läßt sich deren Beständigkeit erheblich erhöhen. Diese Wirkung ist naturgemäß, abgesehen von der Beseitigung der mechanischen Kerbwirkung, auch darauf zurückzuführen, daß eine glatte Oberfläche den Atmo-

Abb. 11. Kopf einer Niete als Beispiel für die homogene Formung der inneren Struktur gegenüber der äußeren Gestalt.
Die unvermittelte Änderung des Querschnitts dürfte, da die innere Struktur sich ihr anpaßt, nicht in vollem Maße als Kerb wirken.

sphärilien und Flüssigkeiten nur eine geringe Angriffsmöglichkeit bietet.

Bei Steinbruchsarbeiten erzielt man bekanntlich überraschende Erfolge mit verhältnismäßig kleinen Kerben, in die man Keile treibt.

Da die Wirkung vielfach auf „innere Spannungen" zurückgeführt wird, die angeblich das bearbeitete Gestein enthalten soll, so sah ich mir u. a. die Bearbeitung von Blöcken in einigen Granitbrüchen an[12]). Ich hatte den Eindruck, daß die bloßliegenden Gesteinspartien schon entspannt seien, auch wurde mir von dem langjährigen Werkführer versichert, daß bergschlagähnliche Entspannungen in diesen Brüchen nicht beobachtet worden seien.

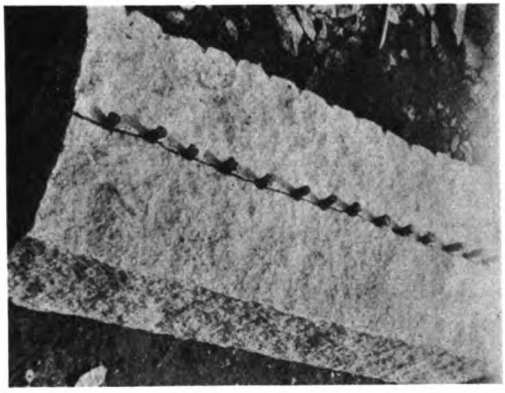
Der in Abb. 12 wiedergegebene bearbeitete Gesteinsblock bestand aus Granit von feinem, sehr gleichmäßigem Korn und hatte die Abmessungen von 1,5 m × 0,6 m × 0,3 m. Auf der breiten Oberfläche waren in regelmäßigen Abständen von 10 cm 14 Kerbe von 3,5 cm Tiefe und 1,2 cm oberer Breite der aus Abb. 13 ersichtlichen Form mit einem scharf zugespitzten „Spitzeisen" hergestellt.

[12]) Granitbrüche der Reut bei Schamles-Gottesberg und am Luisenberg bei Wunsiedel (Fichtelgebirge).

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Es genügten zwei leichte Schläge auf jeden Keil mit einem Hammer von 50 × 50 mm² Grundfläche, um den 30 cm dicken Block mit scharfer Fläche zu zerspalten. Die Zerteilung fand in diesem Falle nicht in einer der „bevorzugten" Spalt-Richtungen des Granitmassivs statt.

Mit Kerbwirkung kann man sich dieses überraschende Ergebnis leichter erklären als bisher.



Phot. Stud. Thieling.

Abb. 12. Zerspaltung eines Granitblocks durch Kerbe von 3 cm Tiefe.

Größe des Blocks 1,5×0,6×0,3 m; Abstand der 14 Kerben je 10 cm. An der oberen Kante des Blocks sieht man, daß dieser von einem größeren Granitstück durch ebensolche Kerbe abgetrennt ist.

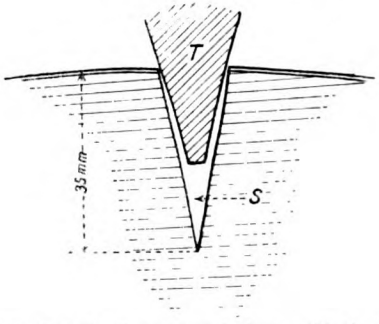
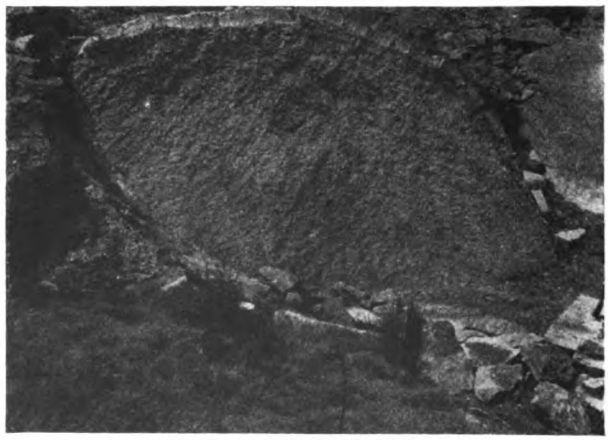


Abb. 13. Mit Spitzkeil ausgearbeiteter Kerb (S), in dem der Treibkeil (T) sitzt (1/2 nat. Gr.).

Die Bedeutung der Kerbwirkung für die natürliche Zerspaltung zutage tretender Granitmassen kann man sich folgendermaßen klarmachen.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

a Phot. Stud. Kobold



b Phot. Stud. Kobold

Abb. 14. Granitblock (4 m hoch), zerspalten durch einen Saum von Kerben, die mit Werkzeugen (10 cm tief) ausgearbeitet sind. Über diesem Block ein etwa ebenso großer Block (scheinbar kleiner, weil weiter entfernt), der wahrscheinlich durch natürliche Zerspaltung eines größeren Blocks in derselben — bevorzugten — Spalt-Richtung des Granitmassivs zerspalten ist.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

In den Abbildungen 14 a und b sieht man einen durch 10 cm tiefe Kerbe zerspaltenen Granitblock von 4 m Höhe, der in einer der Hauptspaltrichtungen des Granitmassivs durch Einkerbung der Randzone (Kerbtiefe 10 cm) zerspalten wurde. Im Hintergrund erkennt man einen andern durch natürliche Zerspaltung in derselben Hauptspaltrichtung zerteilten Granitblock, der unmittelbar unter der Tagesoberfläche liegt. Die ehemals wohl glatte Spaltfläche ist inzwischen durch Verwitterung etwas gerundet[13]). Es geht daraus hervor, daß in diesem Falle verhältnismäßig geringe Kräfte dazu gehörten, um die natürliche Zerspaltung zu bewirken.

Höchst bemerkenswert erscheint das unterschiedliche

a b

Abb. 15. Unterschiedliches Verhalten dichter und geschichteter Gesteine unter allseitigem Flüssigkeitsdruck.

a) Dichter Zement (2000 atm.) unversehrter Kern, nur die Ecken sind abgetrennt.

b) Geschichteter Sandstein (3455 atm.) Zerteilung längs der Schichtflächen.

Verhalten geschichteter gegenüber homogenen Gesteinen bei derselben Beanspruchung unter allseitigem (Flüssigkeits-) Druck.

A. Föppl[14]) hat festgestellt, daß homogene Gesteine und Zement in diesem Falle im Innern völlig unversehrt blieben, während geschichteter Sandstein längs den Schichtflächen in Scheiben zerbrach (Abb. 15).

---

[13]) H. Cloos: Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik) I. Spez. Teil: Das Riesengebirge in Schlesien, Bau, Bildung und Oberflächengestaltung; Gebr. Bornträger, Berlin 1925, enthält interessante Abbildungen derselben Erscheinung.

[14]) A. Föppl: Druck- und Umschlingungsdruck. Mitt. d. mech.-techn. Laboratoriums, München H. 27, 1900 S. 20 ff. Abb. Tafel II. J. Bauschinger: Mitteil. a. d. mechan.-techn. Laboratorium München, Heft 4, 1874.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Faßt man den Begriff Kerb sehr weit und versteht darunter auch Grenzzonen des Wechsels der Homogenität des betreffenden Stoffs, so erklärt sich dieses Verhalten des Sandsteins ohne weiteres durch die von diesen — Inhomogenitätszonen, also Kerben darstellenden — Schichtflächen ausgehende Kerbwirkung.

Schließlich gehören hierher die Zugversuche mit Glasmasse, auf denen GRIFFITH seine „Theorie des Bruches" aufgebaut hat[15]), und die im Anschluß daran von JOFFÉ angestellten Zugversuche mit Steinsalzkristallen.

Die beobachtete Festigkeit bei Glas war in diesem Falle:

wenn es sichtbare Risse nicht zeigte	17,4 kg/mm²
bei einem sichtbaren Riß von 3,8 mm	0,607 „
bei einem sichtbaren Riß von 22,6 mm	0,257 „

Dünne Glasfäden auf hohe Temperaturen angelassen und schnell abgekühlt, hatten eine bleibende Zugfestigkeit von:

in einem Falle	370 kg/mm²
in einem anderen Falle	600 „

(doch hielt dieser Zustand im letzteren Falle nur kurze Zeit an und die Festigkeit des Glases ging wieder herab).

Die theoretisch auf Grund molekularer Betrachtungen errechnete Festigkeit von Glas beträgt	2000 „

Planmäßige Zugversuche, die JOFFÉ[16]) mit Steinsalzkristallen vornahm, haben folgendes ergeben:

Steinsalzkristalle, die im ursprünglichen Zustand eine Zugfestigkeit von	0,45 kg/mm²
hatten, wiesen, bei hohen Temperaturen verformt, die 12fache Festigkeit	
und unter Wasser zerrissen angeblich sogar eine Zugfestigkeit von	160 „
Die theoretisch errechnete Festigkeit von Steinsalz beträgt	200 „

JOFFÉ führt diese Annäherung der gemessenen an die theoretische Festigkeit auf die stetige Ablaugung feiner Kerben, die sich bei der Zugbeanspruchung auf der Oberfläche bilden sollen, durch das Wasser, zurück.

Andere Forscher, deren Auffassung ich teile, erblicken darin nur eine Teilerscheinung verschiedener zusammenwirkender Einflüsse[17]).

Diese im Deutschen Salzbergbau übrigens seit alters bekannte Eigenschaft der sonst so spröden Steinsalz-

[15]) A. A. GRIFFITH: The Phenomena of Rupture and Flow in Solids. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A. 221, 163—198, 1920.

[16]) A. JOFFÉ in Gemeinschaft mit M. W. KIRPITSCHEWA und M. A. LEWITZKI: Deformation und Festigkeit der Kristalle. Zeitschr. f. Physik 22, 1924, Nr. 5, S. 286—302.

[17]) W. EWALD und M. POLANYI: Plastizität und Festigkeit von Steinsalz unter Wasser. Zeitschr. f. Physik, Bd. 28 (1924), S. 29—50.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

kristalle, sich unter Wasser schmiegsam formen zu lassen, wird von Bergleuten dazu verwertet, um Gegenstände für den Verkauf an Besucher der Bergwerke herzustellen.

b) Technische und molekulare „Festigkeit"; Bruchtheorie rücksichtlich der Kerbwirkung.

Die technische und geologische Forschung interessiert Kerb und Kerbwirkung besonders auch unter dem Gesichtspunkt der „Festigkeit" der beanspruchten Stoffe. Doch ist Festigkeit, wie sie sich bei technischen Versuchen bisher ergab, nicht ein den beanspruchten Materialien an sich eignender Begriff, sondern eine von der Art der Beanspruchung und andern Faktoren abhängige, für verschiedene Zustände ein und desselben Stoffes verschiedene Größe.

Es sei daher hier auf die hoch bedeutsamen Gedankengänge hingewiesen, mittels deren GRIFFITH[18]) — bei Betrachtung spröde reagierender Stoffe — das Problem der Kerbwirkung in das Bruchproblem einzufügen sucht, wodurch beide Probleme einer exakten Lösung näher gebracht werden.

Die als „technische Festigkeit" bezeichnete Festigkeit der in der Technik verwendeten Materialien hat GRIFFITH u. a. durch die oben mitgeteilten Versuche an Glas zu ermitteln gesucht.

Aus molekularen und thermischen Betrachtungen schließt er, daß die molekulare Festigkeit etwa 20 bis 100 mal größer sei als die beobachteten Werte der „technischen Festigkeit".

Der geringe Wert dieser technischen Festigkeit erscheint ihm nur dann erklärbar, wenn in dem festen Körper im Augenblick des Bruchs große lokale Anreicherungen von Energie (Spannungsenergie) vorhanden sind.

Dieses Erfordernis molekularer und thermisch-energetischer Überlegungen begegnet sich mit der Tatsache, daß bei der Kerbwirkung eine Konzentration von Energien im Grunde des Kerbs festgestellt ist.

Die Kerbwirkung ist also, das geht aus diesen Überlegungen überzeugend hervor, eine derjenigen Wirkungen,

[18]) A. A. GRIFFITH: Zur Theorie des Bruches. Internationaal Congres voor Technische Mechanica. Delft (Holland).
A. SMEKAL: Technische Festigkeit und molekulare Festigkeit. Naturwissenschaften 1922, S. 799.
K. WOLF: Zur Bruchtheorie von A. GRIFFITH. Zeitschr. f. angewandte Mathematik, Bd. 3, 1923, S. 107 ff.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

welche — wohl in Verbindung mit anderen — die molekulare, einem Stoff tatsächlich eignende Festigkeit herabsetzt und bald diese, bald jene technische „Festigkeit" vortäuscht.

2. Stoffe im Falle plastischer Reaktion.

Auch über den Einfluß von Kerben auf Stoffe, die bei der Beanspruchung plastisch reagieren, liegen wertvolle Beobachtungen vor.

Die Erfahrungen mit Steinsalzkristallen, die im trockenen Zustand sich spröde, benetzt jedoch plastisch verhalten, sind schon erwähnt.

Planmäßige Studien, die NÁDAI „Über die unter einer Belastung sich bildenden Gleitflächen der festen Körper" in exakter Weise durchgeführt hat[19]), bezeugen u. a., wie aus Abb. 16 a und b augenscheinlich hervorgeht, daß bei Versuchskörpern, die gelocht oder gekerbt sind, von diesen Schwächezonen Gleitflächen ausgehen.

Äußerst anschaulich sind auch die Abbildungen, die HARTMANN seinem grundlegenden Werk über „Fließfiguren" (Gleitzonen) in beanspruchten Metallen beigegeben hat[20]).

Die einfachste Deutung dieser Erscheinung erscheint mir die, daß man sie als einen Sonderfall der als allgemein giltig angesehenen Tatsache hinstellt, daß wenn die Beanspruchung plastisch reagierender Materialien ein gewisses Maß überschreitet, das Material in erster Linie an der Einwirkungsstelle der größten Energien zum Gleiten kommt.

Besonders einleuchtend erscheint mir die schon von E. HEYN[21]) getroffene Feststellung, daß „bei geschmeidigen Materialien, z. B. bei Bleiproben ... das Material seine Formänderung so herbeizuführen sucht, daß der Kerb in seinem Grunde stärker abrundet, die Kerbwirkung also vermindert wird".

Im vorliegenden Falle ist die Einwirkungsstelle der Energien der Grund des Kerbs; dieser paßt sich dem Zwang der Energien schmiegsam an oder mit anderen Worten: der Kerbgrund stumpft ab, weitere Kerbwirkung vermindernd.

---

[19]) A. NÁDAI: Über die unter einer Belastung sich bildenden Gleitflächen der festen Körper. Zeitschr. f. techn. Physik, 1924, S. 369, Abb. Tafel IX, Abb. 2 bis 6 und Tafel XI, Abb. 20.

[20]) E. HARTMANN: Distribution des Déformations dans les Métaux soumis à des Efforts. BERGER-LEVRAULT & CIE, Libraires-éditeurs, Paris-Nancy 1896.

[21]) E. HEYN: Handbuch der Materialienkunde Bd. 2 A, Berlin 1913.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Es ruft also das Wegfließen an der Stelle der stärksten Energieanhäufung einen weitgehenden Ausgleich der Spannungen hervor.

Schließlich ist durch planmäßige Versuche an Metallen (eisernen Stäben und Klötzen) erwiesen, daß Ein-

Verl. Joh. Ambr. Barth, Leipzig

Abb. 16a. Fließfiguren auf gelochten und gekerbten Zugstäben aus Eisen.

Verl. Joh. Ambr. Barth, Leipzig

Abb. 16b. Wirkung eines zufälligen Bläschens in der Oberflächenschicht eines gedrückten Paraffinprismas.

kerbungen im Bereich des durch die Einkerbung verminderten Querschnitts des Materials eine Erhöhung des Widerstandes gegenüber Zug- (LUDWIK-SCHEU)[22]) wie auch

[22]) P. LUDWIK und R. SCHEU: Über Kerbwirkungen bei Flußeisen. Stahl und Eisen, Bd. 43. 1923, S. 999/1001.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

gegenüber Druckbeanspruchung (SACHS)[23]), und zwar unter begleitenden Wirkungen verschiedener Art herbeiführen, die gleichbedeutend mit einer Erschwerung der Fließbewegung sind.

C. Ergebnis.

Das Ergebnis dieser Betrachtungen ist folgendes:

1. Die Wirkung von Kerben, die in Stoffen verschiedener Art auftreten, spielt für ihr physikalisch-mechanisches Verhalten im Falle einer Beanspruchung eine bedeutende Rolle.

2. Die Kerbwirkung erfolgt in zwei Stadien; zunächst findet eine Konzentration der durch die Beanspruchung geweckten Energien im Grunde des Kerbs statt; sodann erfolgt, bei Erreichen einer gewissen Beanspruchung, eine Auslösung der angesammelten Energiemengen.

3. Die Konzentration von Spannungen im Kerbgrunde ist von der Art und Form des Kerbs abhängig; sie erfolgt am stärksten bei Kerben mit feinster Spitze.

4. Die Auslösung der Spannungen vollzieht sich in verschiedener Weise, je nachdem das Material — unter den sonst vorliegenden [durch seine Beschaffenheit, durch Temperatur, Druck (Durchtränkung mit Flüssigkeiten bei Salz und Eis), Tempo des Vorgangs bedingten] spröden oder plastischen Umständen — auf die Beanspruchung hin reagiert.

5. Bei spröde reagierenden Materialien bewirkt die Auslösung der im Kerbgrunde konzentrierten Spannungen ein weiteres Aufreißen des Kerbs, das vorzeitig zu einem Bruch des Materials führen kann.

In diesem Falle bedeutet also die Auslösung der Kerbwirkung eine „Herabsetzung der Festigkeit" des Materials.

6. Bei plastisch reagierenden Materialien verursachen die im Kerbgrunde konzentrierten Spannungen ein Fließen des Materials im Kerbgrunde. Dadurch entsteht, unter Ausrundung des Kerbs, ein Ausgleich der Spannungen. Der Widerstand des Materials gegen Formänderung — in dem durch den Kerb geschwächten Querschnitt — ist infolge der Gegenwirkung der benachbarten Materialteilchen erhöht.

7. Die Kerbwirkung läßt sich dadurch abschwächen, daß dem Kerbgrund eine weniger spitze Form gegeben

---

[23]) G. SACHS: Über Kerbwirkungen beim Stauchversuch. Stahl und Eisen, Bd. 43. 1923, S. 1587.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

wird. Sie läßt sich durch annähernde oder völlige Beseitigung des Kerbs (die auf mechanischem oder chemischem Wege erfolgt) zum großen Teil — vielleicht auch ganz — beseitigen.

8. Die Kerbwirkung hebt sich gewissermaßen selbst auf, wenn im zweiten Stadium der Wirkung durch Auslösung der Spannungen im Kerbgrunde spröde Stoffe zu zerbrechen oder plastische (unter Ausrundung des Kerbgrundes) zu fließen anfangen.

9. Ein „Kerb" liegt meiner Auffassung nach nicht nur im Falle einer kerbartigen Unterbrechung der Homogenität eines Materials vor, sondern sinngemäß auch dann, wenn der sonst leere Raum mit einer die Homogenität störenden Masse ausgefüllt ist, also überhaupt bei Materialien, die aus verschiedenartigen Stoffen bestehen, längs der Grenzzone der verschiedenartigen Bestandteile.

III. Kerbwirkung in der Geologie, ermittelt durch Analogieschluß in Verbindung mit andern Kriterien.

1. Untersuchungs-Möglichkeiten.

Bedeutungsvolle Beispiele über Kerbwirkung bei Gesteinen und Mineralien und ihre Beseitigung sind oben schon angeführt. Ob die tektonische Zerstörung von Gebirgsmassen unter Mitwirkung von Kerben sich durch Experimente in einer den natürlichen Verhältnissen tatsächlich entsprechenden Weise nachahmen läßt, steht dahin. Bisher haben sich geologisch-tektonische Laboratoriumsversuche nur in wenigen Fällen als fruchtbringend erwiesen.

Denn bei den Apparaturen, welche bisher angewendet wurden, ließ sich die vielfach weitgehende Anpassung der natürlichen, geologischen „Apparatur" an die Formung der beanspruchten Massen nicht erreichen; auch spielten sich alle Versuche im Vergleich mit den geologischen Zeitverhältnissen viel zu schnell ab.

Doch erscheint die Anwendung der in der Technik und durch wissenschaftliche Untersuchungen des Kerbproblems gewonnenen Erfahrungen auf geologische Verhältnisse durch Analogieschluß und durch Gegenüberstellung der verschiedenen Beschaffenheit, die die Ge-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

steine und Gesteinszonen je nach der Art und dem Grade ihrer tektonischen Beanspruchung zeigen, möglich.

Denn die Beanspruchung geologischer Schichtenverbände und Gesteinsmassen unter tektonischen Einwirkungen unterscheidet sich nur der Größenordnung nach von den einer technischen Beanspruchung unterworfenen Körpern; sie muß sich nach den nämlichen physikalisch-mechanischen Gesetzmäßigkeiten vollziehen.

Bei manchen autotektonischen Ereignissen, die sich zur Zeit und verhältnismäßig schnell abspielen, und bei Störungen, die durch Eingriffe von Menschenhand hervorgerufen sind, vermag man das Arbeiten der Gebirgsmassen sogar unmittelbar zu verfolgen.

2. Kerbwirkung bei verschiedenen Gesteinsarten; ihre Beseitigung durch mechanische und chemische Einwirkung auf die Gesteins-Oberfläche.

a) Gletscherwirkung.

Die Oberfläche anstehender Gesteine und von Gesteinsschutt, der am Rande von Gebirgen lagert, pflegt zahlreiche Sprünge und Risse zu enthalten; nur manche Kalksteinarten machen eine Ausnahme (s. Abschnitt III, 2, b). Man nimmt allgemein an, daß der Zerfall dieser Gesteine durch Einwirkung der Vegetation und der Atmosphärilien stattfindet, welche von der Oberfläche über die Risse allmählich bis tief ins Innere der Gesteine vordringt („Verwitterung").

Eiszeitliche Geschiebe, also Teile von Schuttmassen, welche bei dem Transport, den sie durch das Wandern eines Gletschers erlitten haben, von allen Seiten bestoßen, abgeschliffen und von ätzendem Eiswasser bespült worden sind, kennzeichnen sich durch eine Glättung der Oberfläche, die vielfach einer Politur gleichkommt. Bei schärfer eingeschnittenen Vertiefungen, die als letzte Reste ehemaliger Kerben erscheinen, fällt die Ausrundung im Grunde der Vertiefung und die offenbar chemisch (wie durch Aetzung) beeinflußte Beschaffenheit der Oberfläche auf. Haarrisse vermag man auch mit dem Mikroskop nicht festzustellen.

Abbildung 17 zeigt das Geschiebe eines porphyrartigen Eruptivgesteins, das mir die erste Anregung gab, mich mit der Kerbwirkung in der Geologie zu beschäftigen.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

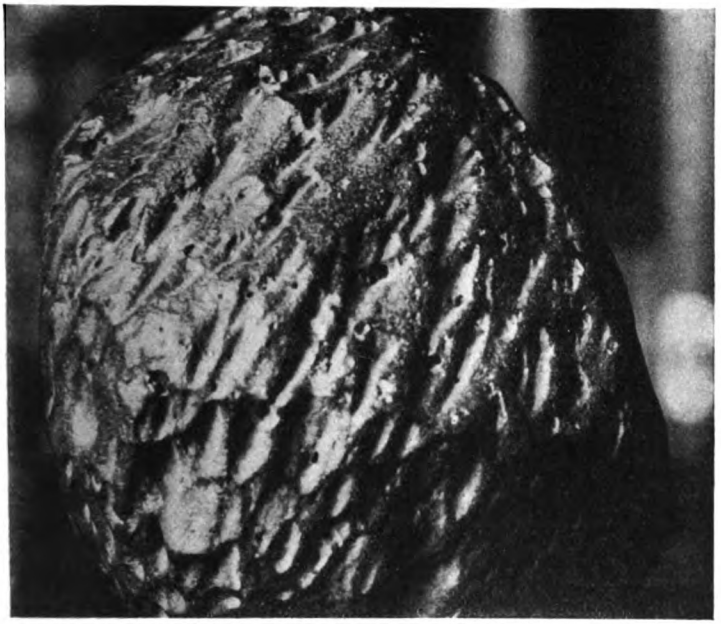


Abb. 17. Durch Gletscherschleifung gerundetes und poliertes porphyrartiges Eruptivgestein.
Die Feldspat-Einsprenglinge sind ausgelaugt und die Höhlungen durch ätzendes Schmelzwasser ausgerundet.

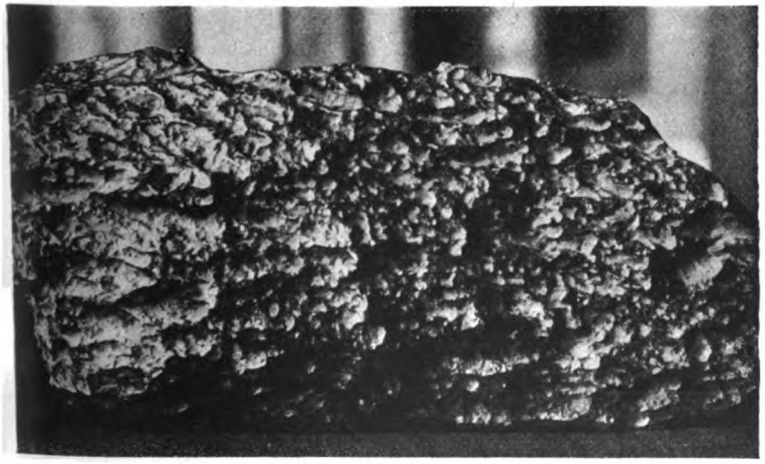


Abb. 18. Durch Flugsand polierte Lava mit narbiger Oberfläche (Windschliff). **Südseite der Insel Vulkano. Sammlung d. T. H. Charlottenburg.**

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Die großen Narben, die man sieht, entstanden anscheinend durch Herauslösung und -Ätzung der Feldspatkristalle; die zahlreichen kleinen Vertiefungen sind Ätzstellen in der Gesteinsmasse selbst.

Diese Geschiebe kennzeichnen sich gegenüber anderen Schuttmassen durch den frischen Erhaltungszustand. Die Politur, die Aetznarben und Gleitstriemen beweisen, daß dieser Schutt jetzt noch ebenso aussieht wie in dem Augenblick, als er beim Abtauen des Gletschers abgesetzt wurde.

Wahrscheinlich ist also der Unterschied, die der Erhaltungszustand ein und derselben Gesteinsart zeigt, je nachdem sie an Ort und Stelle liegen geblieben oder von Gletschern verarbeitet ist, dadurch bedingt, daß im einen Falle Kerben die Einwirkung von Atmosphärilien bis tief ins Innere des Gesteins ermöglichen und daß außerdem Kerbwirkung als zersprengende Kraft hinzutritt, während im andern Falle, wo die Kerben beseitigt sind, diese Wirkungen ganz wegfallen.

Auf eine analoge, Kerben mechanisch und chemisch beseitigende Bearbeitung ist wohl auch die eigentümliche Beschaffenheit von Bachgeröll, Strandgeröll, von Konglomeraten, polierten Breccien in Störungszonen, Mahlsteinen in Gletschertöpfen und dergleichen zurückzuführen.

Abbildung 18 zeigt eine durch Flugsand polierte Lava („Windschliff"), deren ursprünglich zelliges Gefüge nun zu einer narbigen Oberfläche umgestaltet ist.

Auch der gute Erhaltungszustand abgeschliffener Schichten-Oberflächen dürfte auf die Beseitigung von Kerben, auf Politur und Aetzung derselben zurückzuführen sein.

In Steinkohlen-, Salz- und Erzbergwerken werden ferner Harnischzonen und „Blätter" als standfeste Wände geschätzt, es sei denn, daß längs der Blätter Gebirgsbewegungen stattfinden. Unter anderm sind solche Blätter von mehreren 1000 m Länge und einigen 100 m Höhe in dem bekannten Erzbergwerk von Raibl aufgeschlossen[24]).

Auch Gleitbahnen von Gletschern pflegen jetzt noch in der ehemaligen Beschaffenheit erhalten zu sein, während sonst alte Gebirgsoberflächen, auch wenn sie durch Ueberlagerung von Schottermassen der unmittelbaren Einwirkung

[24]) M. Kraus: Das staatliche Blei-, Zinkerz-Bergbauterrain bei Raibl in Kärnten; Berg- und Hüttenm. Jahrb. Bd. LXI, 1. u. 2. Heft, Wien 1913, enthält Abbildungen der bekannten „Blätter", längs denen die reichen Erze des Raibler Blei-Zinkerzbergbaues auftreten. Abb. 10, 11 Abendblatt, Abb. 12 Aloisiblatt.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Abb. 19. Gleitbahn eines Gletschers mit starker Politur, Gleitstriemen und Auskehlungen. Verl. v. Chr. H. Tauchnitz, Leipzig.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

der Atmosphärilien entzogen scheinen, in der Regel stark verwittert sind.

Besucher der Schweizer Alpen können sich von der eindrucksvollen Erscheinung einer jetzt freigelegten Gletscherbahn, die Abb. 19 wiedergibt, im „Gletschergarten" von Luzern[24a]) leicht überzeugen.

b) Wasserwirkung — Karren, Höhlen.

Fließendes Wasser, insbesondere das chemisch reine, höchst lösefähige Schmelzwasser vermag bekanntlich in Kalk- oder Dolomitgesteinen mit einem geringen Tongehalt Rillen auszuwaschen und Unebenheiten zu glätten; bevorzugte Wege des Wassers pflegen vorhandene Schnitte in der Gesteinsmasse zu sein.

Diese Auswaschungen nennt man „Karren"; manche derartigen Gesteine werden als „Schratten"-Kalk bezeichnet. Größere verschrattete Gebiete nennt man „Karrenfelder".

Für die Bildung von Karren und Karrenfeldern sind verschiedene Erklärungen gegeben worden, ohne daß bislang eine Übereinstimmung erzielt und das Eigentümliche der Erscheinung in jeder Beziehung befriedigend gedeutet worden wäre. Die Einen stellen die Wirkung von Gletschern und von Schmelzwässern, die Andern die Erosionswirkung von Gewässern in den Vordergrund; untergeordnet nur wird manchmal ein tektonischer Anlaß für die Entstehung von Karren erzeugenden Schnitten hervorgehoben.

Unter dem Gesichtspunkt des „Kerbs" betrachtet, kommt man gerade bei manchen schwerer erklärbaren Karrenbildungen zu einer recht einfachen Deutung.

Einen bezeichnenden Eindruck eines von tektonisch entstandenen Schnitten kreuz und quer eingekerbten Stücks Kalkstein, das von fließendem Wasser bearbeitet worden ist, gibt Abbildung 20.

Die Schnitte sind durch das Wasser zu Rinnsalen ausgearbeitet; auch die Kanten der dazwischen verbleibenden, durch diese abgegrenzten Gesteinstrümmer sind gerundet. Unwillkürlich wird man an die oben mitgeteilte Abbildung eines Metalls erinnert, dessen ursprünglich scharf hervortretende Erhöhungen und Einkerbungen durch Aetzung gerundet sind (Abschnitt B, 1, a, α Metalle. Abb. 10 a, b).

[24a]) Alb. Heim, Geologie der Schweiz, Leipzig 1919, Bd. I, Tafel IX.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Bei der Untersuchung von Karrenfeldern in den Nördlichen Kalkalpen gelingt es meist, eine tektonische Ursache für die Entstehung der Karren festzustellen, wofern es

Abb. 20. Kalkstück von Rissen kreuzweise durchzogen, die im Grunde ausgerundet sind (wie Karren); auch die Oberflächenteile sind gerundet. (3 mal vergr.)

möglich ist, das Karrengebiet im Rahmen der größeren tektonischen Einheit, der es angehört, aufzunehmen. Diese Karren sind an sich von Rinnsalen, die nur durch Wasser-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

wirkung entstanden sind, kaum zu unterscheiden. Sie kennzeichnen sich durch die glatten Wände der Schnittzonen und durch Ausrundung des Grundes und der Enden derselben.

Es sei hier jedoch die Mitteilung eigener Beobachtungen zurückgestellt, und nur auf das Material Bezug genommen, welches von dritter Seite unter andern Gesichtspunkten — also ohne Voreingenommenheit für die Erklärung mittels Kerbwirkung — gesammelt ist.

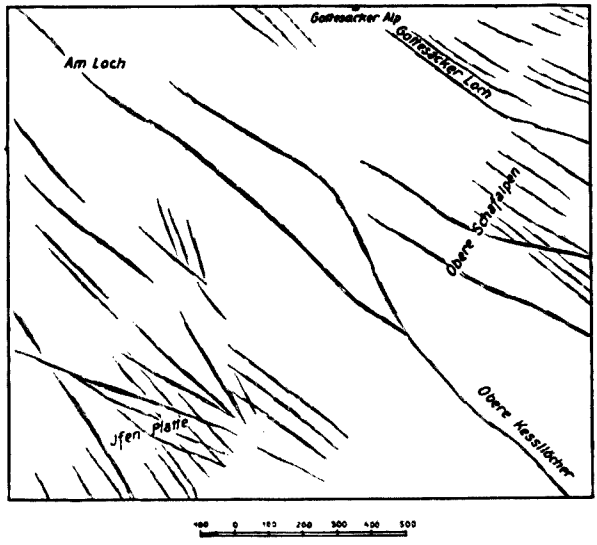


Abb. 21. Hauptsächliche tektonische Linien, denen die Karren folgen, im Karrenfeld des Gottesackerplateaus.
Herausgearbeitet von M. Eckert durch Aufnahmen des Karrenfeldes.

In der hervorragenden Darstellung, die Eckert[25]) vom Gottesacker-Plateau, einem Karrenfeld im Allgäu[25a]), im Rahmen einer Studie zur Lösung des Karrenproblems gegeben hat, sind u. a. folgende anschaulichen bildlichen Darstellungen gegeben:

Die grundrißliche Darstellung des Gottesackerplateaus, die auf Grund einer Aufnahme des Gebiets erfolgte (Skizze derselben siehe Abb. 21) ergibt unzweifelhaft die tektonische Entstehung dieses Karrenfeldes.

---

[25]) M. Eckert: Das Gottesackerplateau, ein Karrenfeld im Allgäu. Studie zur Lösung des Karrenproblems. Zeitschr. d. D. u. Österr. Alpenv. Wissensch. Erg.-Hefte, Bd. I, 3. H.

[25a]) Nördliche Kalkalpen, Bayern.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Der Grundriß Abb. 22 gibt einen kleinen Ausschnitt aus einem System sich kreuzender Spalten, die sich schon auf verhältnismäßig kurze Erstreckung auskeilen, um an andrer Stelle fortzusetzen. Es ist dies insofern von Bedeutung, als eine Kerbwirkung nur an den Endigungen von Anschnittzonen und nicht bei völliger Zerteilung des Gesteinsmaterials entstehen kann.

Der Vertikalschnitt Abb. 23 zeigt verschiedene Stadien der Ausrundung einzelner Karren; bei manchen ist noch die feine Spitze im Grunde des Kerbs erhalten. Charakteristisch erscheint, daß die Schnitte als nicht durchgehend gezeichnet sind, obwohl sie als tektonisch entstanden geschildert werden.

Abb. 24 zeigt eine Ansicht, aus der in höchst anschaulicher Weise die tektonische Entstehung und die Herausbildung von Karren im Anschluß an tektonische Schnitte erläutert sind.

Diese Beobachtungen decken sich völlig mit meinen in anderen Karrenfeldern vorgenommenen Untersuchungen.

Aus dieser durch die Abbildungen belegten geologischen Situation geht bezüglich der Entstehung des Karrenfeldes im Kalkplateau des Gottesackers offensichtlich folgendes hervor:

Zunächst entsteht ein Netz tektonischer Schnitte. In diesen übt das Wasser, indem es bei Ausarbeitung der zerschnittenen Kalkmasse seinen Weg zunächst den Schnittzonen entlang nimmt, nicht vorwiegend die zerstörende Wirkung aus, die man seinen erosiven Eigenschaften zuschreibt; vielmehr wirkt es hier sozusagen heilend. Es rundet die klaffenden Schnitte seitlich, an den Enden und im Grunde so aus, daß Wannen entstehen. So erzeugt es aus dem tektonischen Schnitt den Karren und verwischt damit zugleich den Eindruck seiner tektonischen Entstehung.

Soweit also in diesen Gebieten eine Zerteilung der Gebirgsmassen, ausgehend von Kerben, erfolgt, wird die Kerbwirkung durch Ausarbeitung der Kerben zu Karren abgeschwächt, wenn nicht ganz behoben; und damit wird ein maßgebendes Moment der Zerstörung ausgeschaltet.

Findet trotzdem eine weitere scheinbar selbsttätige Zerteilung solcher Karrenfelder statt, so darf dies als ein Zeichen für besonders stark wirkende autotektonische Kräfte angesehen werden (Karstgebiete).

Haarrisse, die am Grunde von Karren etwa dann noch verbleiben, pflegen durch Ausfällung von Kalksubstanz, aus dem nunmehr mit dieser beladenen kohlensäurehaltigen Wasser völlig auszuheilen.

Diese allgemein bekannte Erscheinung wird durch die Abbildung 25 erläutert, aus der man den überzeugenden Ein-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

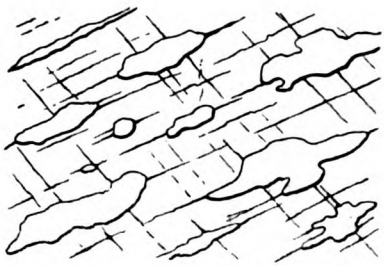


Abb. 22. Grundriß einiger kreuzweis angeordneter tektonischer Risse, die sich in der einen Richtung zu Karren ausrunden.
(Nach Eckert.)

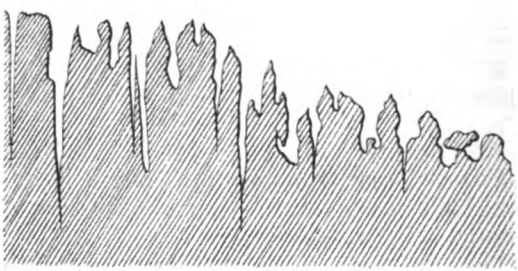


Abb. 23. Vertikalschnitt durch mehrere hintereinander auftretende Karren.
Einige der tektonischen Schnitte sind noch nicht zu Karren ausgerundet, sie laufen spitz als Kerbe aus. (Nach Eckert.)

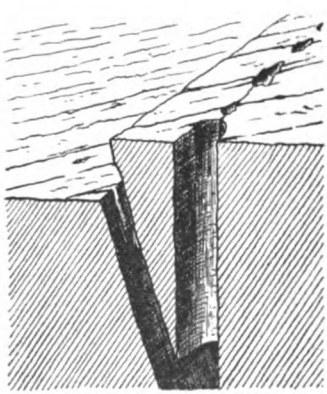
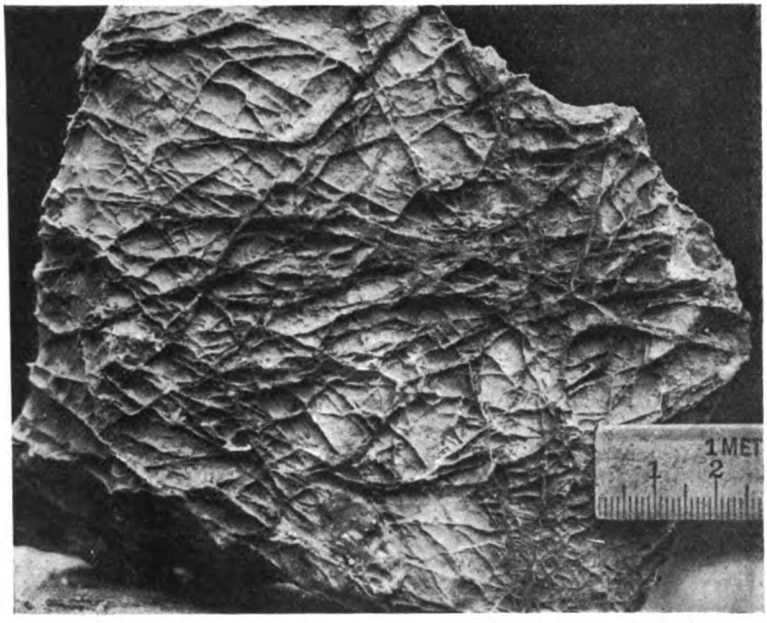


Abb. 24. Keilförmig längs einer Verwerfung abgespaltenes Gesteinsstück mit eben beginnender Karrenbildung.
(Nach Eckert)

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

druck gewinnt, daß die Trümmereigenschaft des ursprünglich bis ins Kleinste zertrümmerten Gesteins nunmehr völlig aufgehoben ist.

Da die Beseitigung von Kerben erfahrungsgemäß eine „Erhöhung der Festigkeit" der beanspruchten Materie zur Folge hat, so erklärt sich nunmehr auch die dem Bergsteiger bekannte Eigenheit, daß die Kalkmassen der Karrenfelder eine größere Widerstandsfähigkeit besitzen und eine bessere



Phot. König, Hallstatt.

Abb. 25. Zertrümmerter Kalkstein; Risse mit Kalkmasse ausgefüllt, die — härter als der Kalkstein — als Rippen hervortreten.

Stütze bieten als Kalkmassen, die von tektonischen, nicht zu Karren ausgebildeten Schnitten durchsetzt sind.

Einer Betrachtung unter den gleichen Gesichtspunkten wären Höhlenbildungen im Kalkgebirge wert, deren auffällige Bergfestigkeit bisher nicht erklärt ist, und deren Stabilitätsverhältnisse man bisher vornehmlich unter dem Gesichtspunkt von Gewölben und Spitzbogen zu betrachten pflegte. Die meisten durch Höhlenforscher aufgenommenen

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Höhlen haben, auch wenn der sie erzeugende Wasserlauf tektonischen Schnitten folgt, jetzt gerundete und geglättete, z. T. durch Sinterbildung überkleidete Wandungen[26]).

3. Kerbwirkung bei zelligen Gesteinen und in Trümmerzonen; ihre Beseitigung durch Kompression, durch Einpressung oder Ausfällung von Mineralsubstanz.

Nimmt man Kerbwirkung an, so erklärt sich das vielfach beobachtete unterschiedliche Verhalten zelliger gegenüber dichten Gesteinen und von Trümmerzonen mit loser Lagerung der Breccien-Masse gegenüber verfestigten Trümmermassen.

Zellige Gesteinsbildungen gibt es in verschiedenen Formationen. Am besten ist mir die als „Hauptanhydrit" bezeichnete (über 40 m mächtige) Anhydritbank aufgeschlossen, die im germanischen Zechsteinsalzlager (an der Grenze des Älteren und Jüngeren Steinsalzes) das Ältere Kaliflöz überlagert[27]). Dieser Anhydrit ist unter einfachen Lagerungsverhältnissen sehr zerklüftet und zerbrochen; er ist daher (vorwiegend im Staßfurter Gebiet) als Wasserbringer gefürchtet. Bergwerksstrecken lassen sich darin nur mittels starken Ausbaus offenhalten. Auch dann noch finden sichtlich Bewegungen und plötzlich Auslösungen von Spannungen, die oftmals zu Brüchen führen, statt.

Dasselbe Anhydritgestein tritt jedoch auch — manchmal in demselben Bergwerk — zu Tauchfalten geformt auf. In diesen ist es völlig dicht und rißlos und kann ohne weiteres mit Grubenbauen durchfahren werden. Nur muß man, wenn man sich nicht der Gefahr von „Bergschlägen" aussetzen will, es vermeiden, einen noch unter Falten-Spannung stehenden Faltenteil anzuschneiden. Das Anhydritgestein ist in diesem Falle, wie an anderer Stelle dargelegt ist[28]), aus dem zelligen Muttergestein dadurch entstanden, daß es durch den unter

[26]) Vergl. die Schriften des Verbandes für Höhlenkunde in Österreich.

[27]) E. Seidl: Die Permische Salzlagerstätte im Graf Moltke-Schacht und in der Umgebung von Schönebeck a. d. Elbe; Beziehung zwischen Mechanismus der Gebirgsbildung und innerer Umformung der Salzlagerstätte; Archiv für Lagerstättenforschung, Heft 10, 1914, Tafel IX, enthält eine bezeichnende Abbildung dieses Gesteins.

[28]) E. Seidl: Beiträge zur Morphologie und Genesis der permischen Salzlagerstätten Mitteldeutschlands. Diese Zeitschr. Bd. 65, Jahrg. 1913, Abhandlg. Heft 1/2.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

fast allseitigem Druck stattfindenden Faltungsvorgang komprimiert und sozusagen plastiziert wurde.

Das unterschiedliche Verhalten eines und desselben Gesteinsmaterials in beiden Fällen erklärt sich also zwanglos, wenn man als eine der mitwirkenden Kräfte Kerbwirkung berücksichtigt. In dem einen Falle wirken die Spalten und Klüfte wie Kerbe und führen zur Zerstörung des Gesteins; im andern ist durch Verdichtung des Gesteins die Kerbwirkung aufgehoben.

Analoge Verhältnisse liegen in Trümmerzonen vor, die durch Steinbrüche oder durch Bergbau aufgeschlossen sind. Es sind besonders in Marmor-Brüchen, soweit sie Breccienmassen betreffen und in Erzbergwerken Trümmerzonen zu beobachten, aus denen durch eine — meist unter allseitigem Druck erfolgte — Kompression der Trümmerstücke ein fast homogenes Gestein entstanden ist. Bergwerksstrecken und Tunnelbauten pflegen darin ohne Ausbau zu stehen, während sie in den — manchmal angrenzenden — Zonen mobiler Trümmerstücke selbst durch starken Ausbau meist nicht offengehalten werden können.

Mineralsubstanzen, die aus Lösungen ausgefällt werden, pflegen auch die kleinsten noch übrigbleibenden Hohlräume zu schließen.

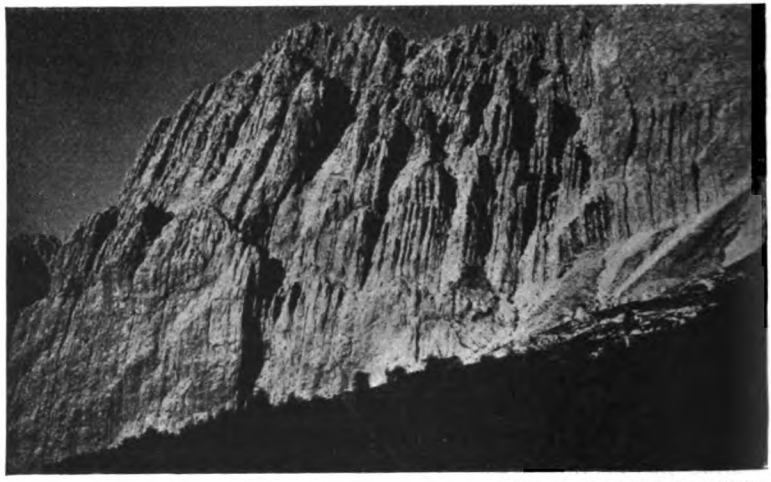
Bei manchen „Salzstöcken" im norddeutschen Zechstein-Kaligebiet hat man die Grenzzone des den Salzkörper flankierenden Deckgebirges mit Grubenbauen aufgeschlossen und festgestellt, daß sie durch und durch zerspalten und zertrümmert ist. Doch sind sämtliche Spalten durch eingepreßte Salzmasse so fest verknetet, daß merkbare Bewegungen der Trümmer nicht stattfinden; daher standen die in dieser Zone angelegten Grubenbaue jahrelang ohne besondern Ausbau.

Sämtliche Grubenbaue der Salzbergwerke der Nördlichen Kalkalpen befinden sich seit Jahrhunderten in einem derartigen Trümmerhorizont. Durch Verknetung der großen und kleinen Breccien des Deckgebirges mit Salzmasse ist das „Haselgebirge"[29]), eine fast homogene Gesteinsmasse, entstanden, die — im trockenen Zustand — die Auffahrung und Erhaltung von Strecken ohne Ausbau gestattet.

[29]) Die von E. Seidl Anfang 1926 erscheinenden Monographien über die durch Bergbau aufgeschlossenen Salzlagerstätten der Nördlichen Kalkalpen enthalten u. a. die eingehende Begründung der Auffassung, daß das „Haselgebirge" eine durch Salzmasse verkittete Breccie des Deckgebirges sei.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Auf dieselbe Weise ließe sich auch besser als auf Grund der bisherigen Deutungen die günstige Wirkung der „Torkretierung" von Stollenwänden unmittelbar nach dem Auffahren erklären. Durch dichtes Zementieren all der Fugen, welche schon im Gestein vorhanden waren und derjenigen, welche sich durch die Sprengarbeit neu bildeten, werden die zerteilten Gesteinsstücke gehindert, sich so zu bewegen, daß eine Ansammlung besonders starker Spannungen im Grund der Kerben möglich ist.



Phot. A. Stockhammer, Hall.

Abb. 26. Starke Zerspleißung dünnplattiger, steilgestellter Kalksteinschichten längs der Schichtfugen.

Zunehmend vom Innern der Gebirgsmasse (rechts) nach außen (links). Das Endstück (links) s. Abb. 27. Wand am Lafatscherjoch, Karwendelgebirge.

4. Kerbwirkung als Teilkraft tektonischer Erscheinungen insbesondere von autotektonischen Wirkungen in Salzstörungszonen.

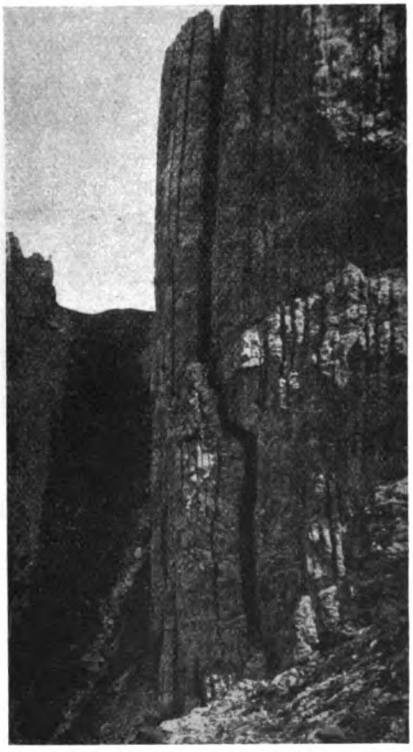
a) Tektonische Erscheinungen.

Inwieweit Kerbwirkung bei der Zerteilung von Gebirgsmassen durch großtektonische Vorgänge von Bedeutung gewesen ist, läßt sich jetzt kaum mehr feststellen.

Doch ist Bergsteigern, die z. B. in den Alpen dasselbe Gebiet wiederholt aufsuchen, das von Kerbspalten ausgehende Arbeiten verborgener Kräfte sicherlich schon aufgefallen. Es seien hier aus den bekannteren Gebieten nur zwei Beispiele angeführt.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Im Karwendelgebirge (Nördliche Kalkalpen) kann man, insbesondere an steilgestellten Wänden (z. B. Lafatscher Joch) die starke Zerspleißung dünnplattiger Kalksteinschichten allenthalben sehen (Abb. 26). Infolge der Steilstellung der z. T. nur im labilen Gleichgewicht



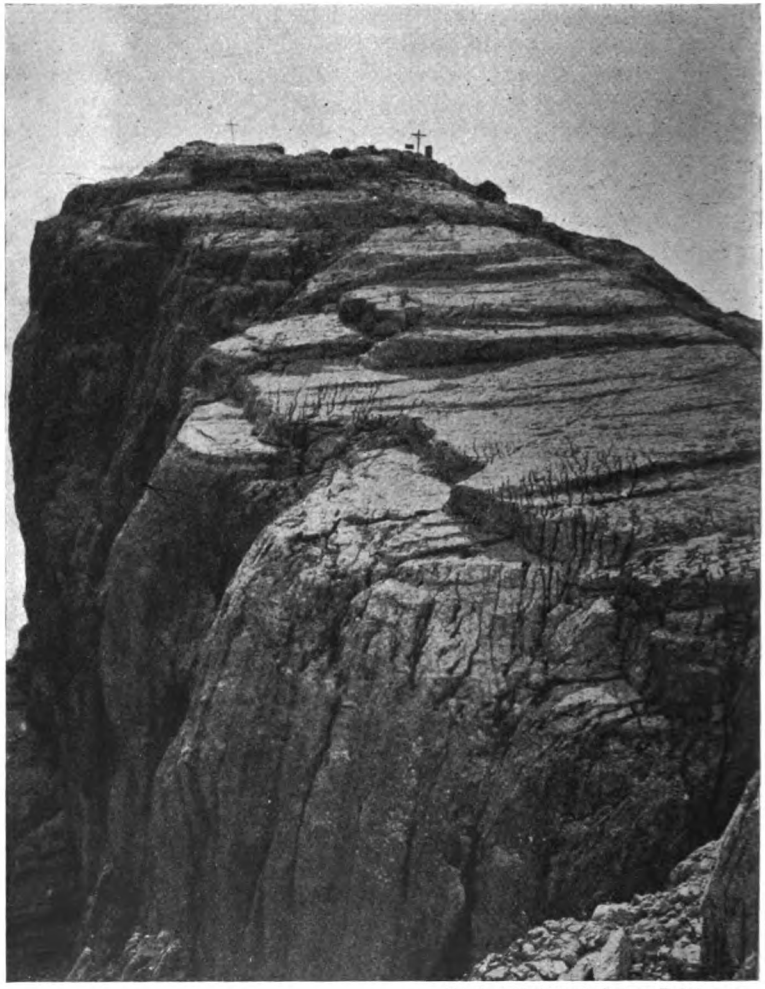
Phot. A. Stockhammer, Hall.

Abb. 27. Eine stark erweiterte Schichtfuge, die wahrscheinlich als spitzer Kerb endet.

Die abgetrennte Platte befindet sich wahrscheinlich im labilen Gleichgewicht. Am Lafatscherjoch, östlich Speck-Kar, Karwendelgebirge.

befindlichen Gesteinsplatten ergeben sich starke Hebelwirkungen, die für den Fall der kerbförmigen Gestaltung der Grenzzonen aufgespleißter Schichten (Abb. 27) bedeutende Kerbwirkungen hervorrufen müssen. Die besonders starke Zerrüttung und der starke Steinfall, die sich in solchen Gebirgen auf Grund dieser und andrer Kraftwirkungen (Subrosion s. den folgenden Abschnitt) ergeben, ist bekannt.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN



Phot. Würthle & Sohn, Salzburg.

Abb. 28. Dickbankige Kalkschichten in flacher Lagerung; zerteilt durch Vertikal-Schnitte, die gegen das Innere der Gesteinsmasse (in der Abbildung von vorn gegen die Mitte zu) in Haarrisse übergehen. Watzmann-Hocheck.

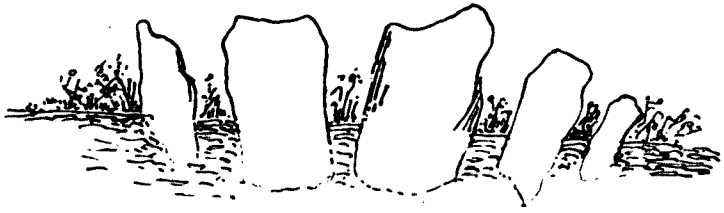
Aus Abbildung 28 ersieht man anderseits, wie in einem Gebirgsteil mit nur schwach geneigten dickbankigen Schichten (Hauptdolomit, Watzmann-Hocheck) vertikale von der Außenseite ins Berginnere vordringende Spalten sich mittels eines Gezweiges von Haarrissen fortarbeiten.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

b) Autotektonische Erscheinungen.

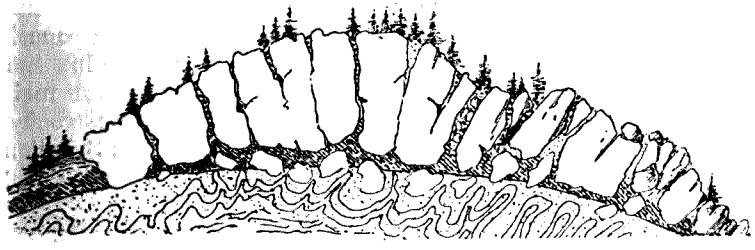
In Gebirgen, die sich zurzeit unter der Wirkung autotektonischer Vorgänge sichtlich zerteilen, insbesondere bei spröden Gesteinsmassen, welche auf einer beweglichen, relativ plastischen Unterlage ruhen, steht man oft unter dem lebhaften Eindruck, daß Kerbwirkung unter den zerrüttenden Kräften mit eine maßgebende Rolle spielt.

Abbildung 29 erläutert den oft beobachtbaren Zerfall einer von dem benachbarten Gebirgsrand abgestürzten Kalk-



gez. Romed Plank.

Abb. 29. Zerteilung eines auf sumpfigem Boden liegenden Kalkblocks unter Kerbwirkung.



gez. Romed Plank.

Abb. 30. Zerteilung einer großen Kalkplatte, die auf den ein Salzlager bedeckenden Rückstandsbildungen liegt, unter Kerbwirkung.

Profil durch den Hahnrainberg (600×1200 m² Umfang) über dem durch Bergbau aufgeschlossenen Salzlager von Dürnberg (angrenzend an das Bergbau-Gebiet von Berchtesgaden).

platte, die auf sumpfigem Boden lagert. Man sieht, wie der Zerfall von vertikalen Spalten in der Weise fortschreitet, daß sich an der Peripherie Platten des Gesteins loslösen.

Im großen ist Kerbwirkung am besten in Verbindung mit den von einer „Subrosion" ausgehenden Kraftwirkungen in Salzstörungsgebieten nachweisbar. Durch Unterlaugung der Randzonen des Deckgebirges, die die in der Salz-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

störungszone aufgepreßten und mit leicht auflösbaren Rückstandsbildungen (durch die diesen der feste Boden entzogen wird) bedeckten Salzmassen begrenzen, entstehen Spalten, die in unter hohen Spannungen stehenden Kerben endigen.

Das autotektonische Arbeiten läßt sich als solches zum Unterschied von den Zerstörungen und Zerspaltungen, die die ursprüngliche Großtektonik verursachte, am ehesten erkennen, wenn die die Salzmasse bedeckenden Schollentrümmer annähernd horizontal liegen. Daher sind unter den zahlreichen Salzstörungszonen hier nur Beispiele aus dem Salzkammergut und Berchtesgadener Land (Gebirgsteilen der Nördlichen Kalkalpen, die durch derartige Lagerungsverhältnisse ausgezeichnet sind) angeführt.

Man beobachtet dort allenthalben ganz die nämliche Zerteilung der in Salzmasse eingebetteten Schollentrümmer, wie sie oben im Kleinen geschildert wurde, mögen die Trümmerstücke nur wenige Meter messen oder einen Umfang von einigen hundert oder tausend Quadratmetern haben.

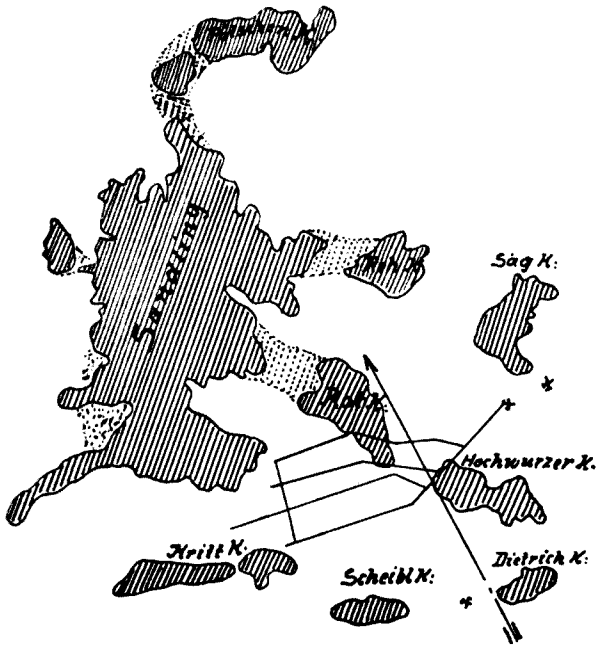
Abbildung 30 zeigt den Zerfall einer heute noch 600×1200 m² messenden Kalkmasse (Hahnrain), die auf der durch den Salzbergbau bei Dürnberg (östlich Berchtesgaden) erschlossenen Salzmasse lastet. Durch markscheiderische Aufnahmen unter- und übertage ist eine Zerteilung der ehemals plattenförmigen Kalkmasse durch meist vertikale Spalten, die sich z. T. unter kleinen Katastrophen vollzieht, und eine Abwanderung der abgespaltenen Schollenteile in der durch die Skizze gekennzeichneten Weise festgestellt.

Das durch die Grundrißskizze Abbildung 31 erläuterte Beispiel betrifft den „Sändling", eine der rings von Salzmasse umgebenen Berginseln bei Aussee im Salzkammergut, deren Randgebiete durch Salzbergbau besonders gut aufgeschlossen sind[30]).

Die markscheiderische Aufnahme des Bergbaugebiets und des Sändlings, sowie eine sich über mehrere Jahre erstreckende Beobachtung der ihn vertikal zerteilenden Störungszonen hat ergeben, daß die Schnitte, unter sichtlichem Arbeiten der Gebirgsmasse, das sich durch rieselndes Gestein und Frische des Gesteinsschutts kennzeichnet, von Jahr zu Jahr weiter nach dem Innern des Bergmassivs aufreißen. Auch bei dem seit Jahrhunderten längs des

[30]) Entnommen den Monographien E. Seidl laut Anm. 29.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN



Gez. Romed Plank.

Abb. 31. Zerteilung einer großen in Salzmasse eingebetteten Gebirgsscholle unter Kerbwirkung.

Grundriß des Sändlings (1000×2000 qm Umfang) bei Aussee im Salzkammergut: am SO-Rand das Salzbergbau-Gebiet, am SW-Rand (punktiert) Bergstürze in Einschnitten des Berges.

Innerer Kranz von Halbinseln, die allmählich abgespalten werden (Roter-Kogel, Reh-K., Pötschen-K.). Äußerer Kranz völlig abgetrennter Inseln (Sag-Kogel, Hochwurzer-K., Dietrich-K., Scheibl-K., Kritt-K.).

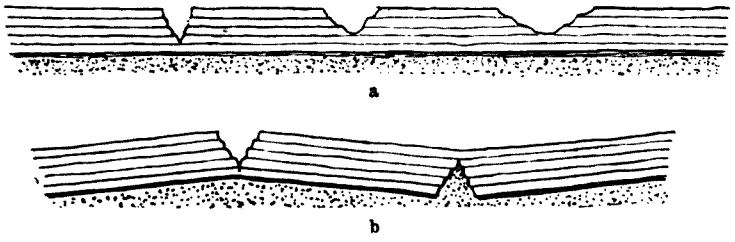


Abb. 32. a) Erosions-Kerbe. b) Tektonische Kerbe.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Sändlings (teils im Grunde solcher Kerben) geführten Salzbergbau, hat man hohe Spannungen der Gebirgsmassen und stete, dem Bergbau recht gefährliche Bewegungen festgestellt.

Besonders heftig arbeitet derzeit die SW-Ecke, an der in größeren Zeitabständen (zuletzt im 16. Jahrhundert und im Jahre 1920) große Bergstürze niedergehen.

Auf diese Weise ist im Lauf der Zeit der Sändling durch Abspaltung seiner Randteile infolge von Subrosion in Verbindung mit Kerbwirkung immer kleiner geworden. Er ist jetzt von einem Kranz von halbinselförmig abgeteilten und von völlig losgelösten Teilstücken, die wie Inseln aus der sie rings umgebenden Salzmasse aufragen, umgeben.

Der Sändling seinerseits hat ehedem mit der benachbarten Großscholle, dem Toten Gebirge, zusammengehangen. Längs der Randzone dieser Gebirgsmasse sieht man jetzt wiederum andere Randteile, die, jetzt schon durch scharfe Einbuchtungen abgegrenzt, im Laufe der Zeit offensichtlich durch große, kerbartig wirkende Störungszonen abgetrennt werden.

Schließlich führe ich die Zerteilung der ehemals offenbar zusammenhängenden Kalkgebirgsmasse des Berchtesgadener Landes (Untersberg, Reiteralp, Lattengebirge) vornehmlich auf Subrosion in Verbindung mit Kerbwirkung zurück.

4. Anregungen.

Es sei schließlich — um weitere Untersuchungen, die aussichtsreich erscheinen, anzuregen — noch auf einige Erscheinungen hingewiesen, bei denen die durch Analogieschluß anzunehmende Kerbwirkung in einem Komplex anderer zum Teil in gleicher Richtung wirkender Erscheinungen auftritt.

a) Erosionskerbe.

Die durch Erosion entstandenen Einkerbungen in Schichtenfolgen (Abb. 32) müssen eine Kerbwirkung ausüben, und es ist auch in diesem Falle anzunehmen, daß der spitzeste Kerb der wirkungsvollste ist, während ein flacher oder ausgerundeter Kerb nur geringe Spannungen in seinem Grunde konzentriert enthalten kann.

Es wäre also in den Fällen, wo ein Streit darüber besteht, ob Täler tektonisch angelegte Erosionstäler sind oder nur durch Erosion entstanden sind, zu untersuchen, ob vielleicht in letzterem Falle im Talgrunde tektonische Wir-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

kungen — die auf Kerbwirkung zurückzuführen wären — feststellbar sind.

b) Schichtflächenkerbe und Aufblätterungskerbe.

Die Auffassung von Schichtflächen, d. h. Flächen der Unterbrechung der Homogenität von Gesteinsmassen, als Kerbzonen wurde oben schon mitgeteilt (S. 318 u. S. 323).

Kerbwirkung tritt sicher ein, wenn längs der Schichtgrenzen Hohlräume entstanden sind, die mit scharfer Schneide enden.

Die Ansicht des Hohen Dachsteins (Abb. 33) zeigt als eins der vielen besonders in Kalkgebirgen beobachtbaren Beispiele eine kerbartige Herausarbeitung der Schichtgrenzen infolge von Verwitterung.

Bei flözförmigen Erz- oder Salzlagerstätten, z. B. im Werra-Fulda-Kali-Gebiet, kann man ausgedehnte Aufblätterungszonen beobachten[31]).

Diese müssen an ihren Endigungen wie Kerben wirken und zwar besonders stark mit Rücksicht auf die im Verhältnis zur Länge außerordentlich große Schmalheit der Kerbschneide.

Besonders starke Wirkungen müssen sich in den bekannten calottenförmigen Aufblätterungszonen von Tauchfalten ergeben, da in diesem Falle Faltungs-Spannungen und Kerbspannungen sich addieren.

Die Erscheinungen wären auch mit Rücksicht darauf wert, genauer untersucht zu werden, daß in diesen Aufblätterungszonen besonders reiche Erze und edle Salze aufzutreten pflegen. Es liegt nahe, den konzentrierten elastischen Spannungen in Verbindung mit den dadurch beeinflußten elektrischen Spannungen gesteigerte chemische Wirkungen zuzuschreiben.

c) Kerbwirkung von Grubenbauen u. a.

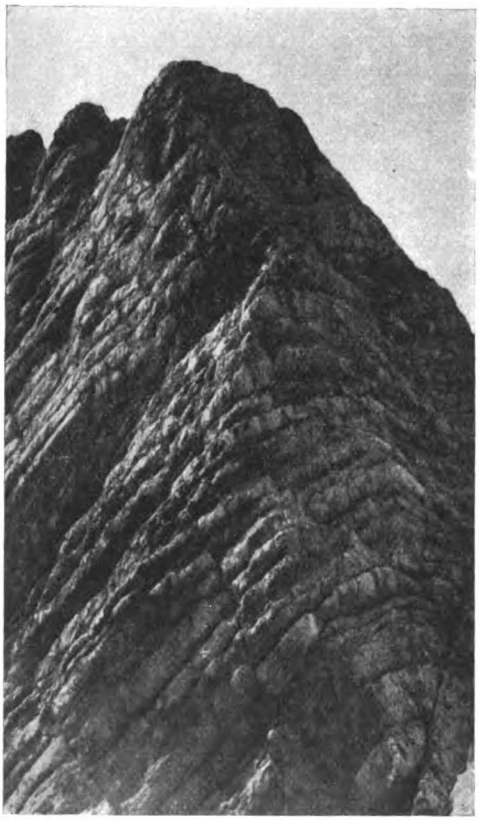
Gewaltige Kraftwirkungen ergeben sich bekanntlich bei Eingriffen von Menschenhand in anstehende Gebirgsmassen. Bei Berücksichtigung von Kerbwirkung erscheinen diese, insbesondere Bergschläge, leichter erklärlich.

---

[31]) E. Seidl: Die geologischen Gesetzmäßigkeiten, welche im Hessisch-Thüringischen (Werra-Fulda-) Gebiet für den Zechstein-Kalisalzbergbau maßgebend sein müssen. Über Umformung verschieden plastischer Schichten durch Translokation und Dislokation in Verbindung mit „tektonisch-plastischer Differentiation". Zeitschr. Kali 1923, zugleich Dissertation, Techn. Hochsch. z. Braunschweig, Verl. W. Knapp, Halle 1923.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Jeder Tunnel, jeder Stollen und Schacht, der in eine selbst ideal homogen gedachte Gebirgsmasse getrieben



Phot. Wärthe u. Sohn, Salzburg.

Abb. 33. Ausarbeitung der Schichtfugen stärker geneigter dünnbankiger Kalksteinschichten zu klaffenden Spalten, die wahrscheinlich spitz, als Kerben, enden.
Hoher Dachstein, von der Dachsteinwand aufgenommen.

wird, muß wie ein Kerb wirken.[32]) Eine in rechteckigem Querschnitt aufgefahrene Strecke (Abb. 34) muß dann natur-

[32]) F. Willheim u. A. Leon: Über die Zerstörungen in tunnelartig gelochten Gesteinen. Österr. Wochenschr., öffentl. Baudienst, 1910.

F. Willheim u. A. Leon: Über das elastische Gleichgewicht von zylindrischen Ringen und die Spannungsverteilung in einem gelochten Zugstabe von endlicher Breite. Zeitschr. f. math. Physik, 1915.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

gemäß eine schärfere Wirkung haben als eine mit abgerundeten Ecken (in elliptischem oder kreisrundem Querschnitt) ausgeführte. Wenn mit einem solchen Stollen eine der zahllosen eine Gebirgsmasse durchschwärmenden tektonischen Kerben gerade an der Kerbspitze durchfahren wird (Abb. 35), so können durch Summierung dieser Spannung des Stollenkerbs selbst und der Kerbspannungen in der Spitze des tektonischen Schnitts Spannungen von solcher Konzentration eintreten, daß sie zu schlagartigen Gesteinszertrümmerungen führen.

Diese Ueberlegungen erscheinen von besondrer Bedeutung, wenn man sich vorstellt, daß der Bergmann und der Tunnelingenieur, der das Verhalten des Gebirges „vor Ort" eines Stollens beobachtet, ja mitten im „Kerbgrund" steht und die Kerbwirkung vor seinen Augen sich auslösen sieht — eine augenscheinliche Beobachtung mechanischer Wirkungen unter geologischen Verhältnissen — Wir-

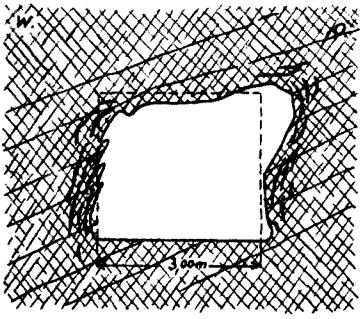


Abb. 34. Bergschlagstelle im Tauerntunnel. G. Schmidt: Untersuchungen über die Standfestigkeit der Gesteine im Simplontunnel. Bern 1907, S. 39.

kungen also, bei denen man in der Technik und bei der Materialprüfung bis zu einem hohen Grade auf Schlußfolgerungen angewiesen ist.

Spannungszustände in geologischen Kerben könnte man — in unterirdischen Aufschlüssen — sehr wohl messen. Bei Tunnelbauten sind Berechnungen von Spannungen des Gebirges vor Ort auch wiederholt vorgenommen worden, ohne daß man dabei den Anteil der Kerbwirkung bisher berücksichtigt hätte.[38])

[38]) Z. B. E. v. Willmann: Über einige Gebirgsdruckerscheinungen in ihren Beziehungen zum Tunnelbau. Dissertation, Leipzig 1911.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

d) Kerbwirkung und Großtektonik.

Tektonische Zonen, die die Erdhaut bis auf das Magma zerschneiden und in denen dieses aufgestiegen und erstarrt ist, gleichen plombierten Kerben. Ein weiteres Aufreißen, jedenfalls in der Längsrichtung, das eigentlich stattfinden und durch Kerbwirkung stark gefördert werden müßte, wird durch die Magmafüllung erschwert.

Anderseits aber erscheint nach dem Bilde der auf Salzmasse schwimmenden großen Schollentrümmer vorstell-

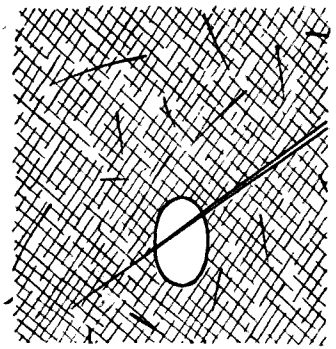


Abb. 35. Kerbspitze einer Spaltzone im Gebirge, die durch einen Stollen angeschnitten wird, der ebenfalls wie ein Kerb wirkt (Schema).

bar, welch bedeutende Rolle bei der Abspaltung von „Inselguirlanden" vom Rande der auf der plastischen Erdzone schwimmenden Kontinentalschollen[34]) auch Kerbwirkung gespielt haben muß.

IV. Ausblick.

Die Fortentwicklung der bisherigen Erfahrungen in Technik und Geologie und ihre wissenschaftliche Erklärung liegt wohl in erster Linie in zweierlei Richtung.

Einerseits erscheint der von GRIFFITH gewiesene Weg, das Problem der Kerbwirkung bei spröden Stoffen unter dem Gesichtspunkt des Bruchproblems zu betrachten, aussichtsreich. Denn beide Probleme begegnen sich darin, daß ihr Wesen die Konzentration von Energiemengen ist,

[34]) A. WEGENER: Die Entstehung der Kontinente und Ozeane, 3. Aufl., Verl. Fr. Vieweg, Braunschweig, 1922. Die Wissenschaft, Bd. 66. 12. Kap.: Der Kontinentalrand, S. 118 ff.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

die, im Verhältnis zur Beanspruchung des Materials, als übermäßig hoch erscheinen.

Anderseits erscheint die Erweiterung des Begriffs Kerb als unvermittelte Übergänge der unterschiedlichen Homogenität benachbarter Stoffteile und Kerbwirkung als Kraftwirkung von Inhomogenitätszonen von weittragender theoretischer und praktischer Bedeutung.

Diese Auffassung bietet insbesondere für die Geologie Anwendungsmöglichkeiten, welche mit den vorstehenden Ausführungen noch nicht einmal angedeutet sind. Es sei insbesondere an die Fälle erinnert, in welchen die Grenzflächen von Formationen zugleich Flächen tektonischer Bewegungen und chemischer Ausfällungen edler Mineralsubstanzen sind.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

14. Der Rückgang der Ganoidfische von der Kreidezeit an.

Von Herrn E. Stromer (München).

Für den Paläontologen ist es ebenso wichtig, den Vorgängen und Ursachen des Rückganges und des Aussterbens von Tierformen nachzuforschen, als ihrem Entstehen und Aufblühen. Deshalb habe ich in meinem Lehrbuche der Paläozoologie (1912, S. 304—317) auch dieser Frage einen eigenen Abschnitt gewidmet. Die niederen Teleostomi, die meistens als *Dipnoi* und *Ganoidei* zusammengefaßt werden, wie auch ich es aus praktischen Gründen, zum Zwecke kurz gefaßter Darstellung getan habe, sind nun nach allgemeiner Ansicht seit langer Zeit, z. T. seit dem jüngeren Paläozoikum, z. T. seit dem jüngeren Mesozoikum, im Niedergang und Aussterben begriffen. Wenn man aber die Ursachen ergründen will, so muß zunächst mindestens der äußere Vorgang wenigstens in den Grundzügen klargestellt sein.

Für die *Dipnoi* glaube ich das getan zu haben (1910 a, 1914 und 1917, siehe auch 1916, S. 410!), weshalb ich sie hier nicht weiter behandle. Für die Ganoiden ist es aber noch keineswegs der Fall, wie unter anderem Arbeiten Hennigs (1912) und Arldts (1924) zeigen. In ersterer wird nämlich zu beweisen gesucht, daß, abgesehen von den *Pycnodonti*, die Verdrängung der *Ganoidei* aus dem Meere geradezu sprunghaft an der Grenze der unteren und mittleren Kreide erfolgt sei und daß (damals?) nur ein Teil der *Ganoidei* in das Süßwasserleben übergegangen sei. Der richtige Kern dieser Ausführungen ist die längst bekannte Tatsache, die in Zittels Handbuch der Paläozoologie (III, 1890, S. 324) klar ausgesprochen ist, daß bis in die untere Kreide sich noch manche marine Ganoidenformen von der Jurazeit her finden, daß aber von der mittleren (Cenoman) an *Teleostei* weitaus vorherrschen. „Dadurch zerfällt die Fischfauna der Kreide in zwei, ziemlich scharf geschiedene Abteilungen." (Zittel, a. a. O.).

Die von Hennig angeführten Faunen bestätigen dies nur, er hat aber die einschlägige Literatur höchst unvollständig verwertet, und vor allem ergänzen neuere Befunde

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

das Bild wesentlich. Allerdings enthält das von ihm nicht mitberücksichtigte marine Turon Böhmens (Weißenberger Schichten, Wehlowitzer Pläner) in seiner ziemlich reichen Teleostomenfauna, die durch FRITSCH (1878), FRITSCH und BAYER (1905) und BAYER (1903) eine wenigstens vorläufige Bearbeitung erfahren hat, von *Ganoidei* fast nur die in der oberen Kreide Europas verbreitete Gattung *Macropoma* mit zwei Arten, denn was FRITSCH (1878, S. 26, Taf. 10, Fig. 7—9) als fraglichen *Semionotus* bestimmte, ist ein so dürftiger Rest, daß höchstens seine Ganoidennatur erwiesen erscheint. Auch Befunde von PRIEM (1908, 1911) und LERICHE (1906) über das marine Senon Frankreichs nach allerdings fast nur sehr unvollkommenen Resten bestätigen die Seltenheit mariner Ganoidreste von nur zwei weiteren Gattungen, *Belonostomus* und *Protosphyraena*, in der oberen Kreide Europas[1]).

Aber von HENNIG gleichfalls nicht berücksichtigte, etwas ältere kretazische Marinefaunen lassen den Übergang in der mittleren Kreidezeit bei weitem nicht so schroff erscheinen, als es insbesondere nach seiner Darstellung scheint. Z. B. hat A. SMITH WOODWARD (1895) aus dem cenomanen Cambridge-Grünsand Südenglands neben mehreren Gattungen und Arten von *Pycnodonti* dürftige Reste eines *Lepidotiden*, eines *Eugnatiden Lophiostomus* (1)[2]), eines *Aspidorhynchiden Belonostomus* (1) und eines *Pachycormiden Protosphyraena* (5). Hier ist also eine verhältnismäßig ziemlich große Formenmannigfalt von *Ganoidei* festgestellt, da die Anzahl der aus dieser Ablagerung bekannten Teleostier auch nicht groß ist. So ausgezeichnete und größtenteils altbekannte Fischfundorte, wie Pietraroia und Capo d'Orlando in Süditalien und Lesina, Comen und Mrzlech in Dalmatien ergänzen das Bild noch wesentlich. Nimmt man wie HENNIG ohne Revision die von den letzten Beschreibern gegebenen Artlisten, so ergibt sich z. B. für Capo d'Orlando nach BASSANI (1912, S. 206—241)

Teleostei: Elopopsis (1), *Aethalion* (1), *Leptolepis* (2),
Ganoidei: Lepidotus (1), *Propterus* (1), *Notagogus* (1),
Coelodus (1), *Stemmatodus* (1).

[1]) Die Abhandlung von FOWLER: A description of fossil fish remains of the cretaceous, eocene and miocene formations of New Yersey (Bull. geol. Surv. New Yersey, Nr. 4, Trenton 1911), konnte ich leider trotz aller Bemühungen nicht erhalten.

[2]) Die in Klammern den Gattungsnamen angefügten Zahlen geben die Anzahl der beschriebenen Arten an.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Die Fauna soll nach BASSANI und D'ERASMO (1912, S. 205) cenoman sein, trägt aber vielmehr einen unterkretazischen Charakter. Die *Ganoidei* halten darin den *Teleostei* die Wage, selbst wenn man von den *Pycnodonti* absieht. Viel wichtiger sind deshalb die besonders durch KRAMBERGER (1895) bekanntgewordenen dalmatinischen Fischfaunen. In Lesina fand man nach ihm (1895, S. 49):

Teleostei: Beryx (1), *Holcodon* (2), *Aipichthys* (1), *Spathodactylus* (1), *Chirocentrites* (1), *Prochanos* (1), *Hypsospondylus* (1), *Elopopsis* (1), *Hemielopopsis* (3), *Clupea* (3), *Scombroclupea* (1), *Trissops* (2), *Leptolepis* (2).

Ganoidei: Belonostomus (3), *Aphanepygus* (1), *Opsigonus* (1), *Coelodus* (3).

In dem gleichalterigen Comen ist nach ihm (1895, S. 48—49) weniger bekannt:

Teleostei: Beryx (2), *Holcodon* (1), *Aipichthys* (1), *Lobopterus* (1), *Saurorhamphus* (1), *Hemisaurida* (1), *Chirocentrites* (1), *Elopopsis* (5), *Clupea* (2), *Scombroclupea* (1), *Trissops* (4), *Leptolepis* (1).

Ganoidei: Belonostomus (1), *Amiopsis* (1), *Coelodus* (5), *Palaeobalistum* (1).

Diese zwei Fundorte sind nach KRAMBERGER cenomanen Alters. Jedenfalls sind sie nach ihrem Reichtum an *Teleostei* erheblich jünger als Tithon, wohin sie SCHUBERT (1914, S. 9) neuerdings vermutungsweise stellen wollte, und auch jünger als Capo d'Orlando, also wahrscheinlich ungefähr mittelkretazischen Alters. Wenn man von den *Pycnodonti* absieht, überwiegen hier schon die *Teleostei* nicht nur an Zahl der Familien und Gattungen, sondern letztere sind auch großenteils an Arten reicher als die bis auf *Belonostomus* ganz artenarmen *Ganoidei*. Damit erscheint also schon in verhältnismäßig früher Kreidezeit ein starkes Überwiegen der *Teleostei* erwiesen.

Für Pietraroia gibt D'ERASMO (1914, S. 64—86 und 1915, S. 1—45) an:

Teleostei: Chirocentrites (1), *Chanos* (1), *Sauropsidium* (1), *Elopopsis* (1), *Hemielopopsis* (1), *Hypsospondylus* (1), *Diplomystus* (1), *Leptolepis* (1), *Aethalion* (1).

Ganoidei: Lepidotus (1), *Notagogus* (1), *Propterus* (1), *Belonostomus* (1), *Oenoscopus* (1), *Coelodus* (1), *Palaeobalistum* (1).

Auch in dieser Fauna überwiegen entschieden die *Teleostei*, aber nicht so stark wie in Lesina und Comen.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Trotzdem möchte ich, wie D'ERASMO (1914, S. 43—57), diese Faunen für ziemlich gleichalterig halten, wenn auch für etwas älter als cenoman. Auch die Untersuchung der Fischfauna der marinen Barrem-Stufe von Hildesheim durch BRAHMS (1913, S. 83) hat zu dem Ergebnis geführt, daß sie im Zahlenverhältnis der Gattungen der *Ganoidei* und *Teleostei* zwischen den unterstkretazischen und cenomanen vermittelt.

All die angestellten Vergleiche sind aber höchst oberflächlicher Natur, denn erstlich ist zu berücksichtigen, auf was für Reste sich die Bestimmungen gründen, und dann, wie häufig sie sind. Reste von *Pycnodonti* z. B. sind in der marinen oberen Kreide gewiß sehr häufig und formenreich, aber es sind fast nur Gebißreste, auf die hin eine ganze Anzahl von Gattungen und besonders von Arten unterschieden werden. Schon ich (1905, S. 185—190) fand aber solche Gebisse, besonders unvollständige, nur sehr schwer, HENNIG (1906, S. 181—194) sogar überhaupt kaum sicher bestimmbar. Manche der von HENNIG (1912), ARLDT (1924) und mir gebrachten Faunenlisten würden bei einer kritischen Revision, wie sie übrigens für Lesina und Comen SMITH WOODWARD in seinem Fischkatalog schon gibt, ein nicht unerheblich anderes Bild liefern, vor allem weniger Gattungen und Arten enthalten. Es sollte eben überhaupt, um ein sofortiges Urteil über den Wert einer Fossilbestimmung zu ermöglichen, mit kurzen Zeichen angegeben werden, auf was für Reste sich die Bestimmung gründet, und bei Faunenzusammenstellungen auch die Häufigkeit der Reste. Dabei ist allerdings gerade bei Fischen zu berücksichtigen, daß von einem Individuum eine große Anzahl zerstreuter Schuppen, Zähne oder Wirbel gefunden werden können, die eine nicht vorhanden gewesene Häufigkeit einer Art vortäuschen.

Außerdem aber sollte man eine Erdkarte, jedoch nicht in MERKATORS Projektion, welche die polnahen Gebiete zu sehr verzerrt und vergrößert, mit Angabe der Verbreitung von Land und Meer in den verschiedenen Kreidestufen zu Rate ziehen. Trägt man in sie die Fundorte fossiler Fische ein, dann wird es augenscheinlich, wie sehr unser Wissen noch örtlich beschränkt ist. Wirklich urteilen können wir eigentlich nur über die marinen Fischfaunen der mediterranen Tethys und ihrer nördlichen Nebenmeere sowie über den mittleren Atlantischen Ozean. So gut wie nichts wissen wir also über kretazische Fisch-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

faunen des Nord- und Südatlantik, der Polarmeere und des indopazifischen Ozeans[3]). Das ist aber gerade für unsere Frage deshalb von der größten Bedeutung, weil letztere zwei gewaltige Becken in der Gegenwart und offenbar auch in der Vergangenheit besonders zahlreiche Relikten aller möglichen Tiergruppen, darunter auch der Fische, beherbergen, wie ich (1910 und 1912, S. 294) in unschwer zu ergänzenden Aufzählungen festgestellt habe. Es liegt also die Vermutung nahe, daß dort noch in der Zeit der oberen Kreide mehr *Ganoidei* fortlebten als in unseren Meeren, in denen sie allerdings nach der mittleren Kreidezeit auffallend rasch bis auf die *Pycnodonti* verschwinden.

Die *Pycnodonti* blühten noch in den mitteleocänen Meeren (vor allem in Ägypten, Norditalien und Südengland), aber schon im Oligocän Belgiens und des Mainzer Beckens, dessen Fischfaunen neuerdings durchgearbeitet wurden (Leriche 1910, Weiler 1922), werden keine mehr gefunden. Die sehr wenigen Reste, die Smith Woodward in seinem so sorgfältigen Fischkatalog (III, 1895, S. 279) aus dem Oligocän und Miocän nennt, sind so dürftig, daß er sie mit Recht als generisch und spezifisch unbestimmbar bezeichnet. *Pycnodus funkianus* Geinitz z. B. aus dem oligocänen Phosphate von Helmstedt in Braunschweig ist auf einen einzigen halbkugeligen Zahn begründet, der gerade so gut einem *Spariden* oder *Labriden* angehören könnte. Demnach scheint diese eigenartige Ganoidengruppe wenigstens in unseren Meeren ziemlich rasch nach dem Mitteleocän verschwunden zu sein. Daß sie zuletzt auch im Süßwasser lebte, dafür besteht kein Anhaltspunkt; wohl aber beweist *Mesodon bernissartensis* Traquair (1911, S. 29—33, Taf. 5, S. 61) aus dem Wealden von Bernissart in Belgien, daß diese sonst rein marine Gattung zur untersten Kreidezeit auch im Süßwasser einen Vertreter hatte.

Das trifft für diese Zeit auch für den *Lepidostier Lepidotus* zu, da Traquair (1911, S. 16—26, Taf. 2, 3 und Textabb.) drei Arten aus dem genannten Fundorte beschrieben hat[4]), dürftige Reste auch aus unterkretazischen Süßwasserschichten in Bahia (Ostbrasilien) bekannt sind

[3]) Deshalb kann von tiergeographischer Betrachtung der fossilen Fischfaunen, wie sie Arldt (1924) neuestens versucht, kaum mit Erfolg die Rede sein, selbst wenn man die beschriebenen Formen kritischer behandelt als er.

[4]) Auch im Wealden von Deutschland sind mehrere *Lepidotus*-Arten heimisch (Branca, 1887, S. 1—3).

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

(Woodward 1895, III, S. 220, 1908, S. 359—360, Taf. 43, Abb. 1, 2) und bessere aus der obersten Dinosaurierschicht am Tendaguru im südlichen Deutsch-Ostafrika (Hennig 1914, S. 296—303, Taf. 23, Abb. 1) und neuerdings ein Körperabdruck aus dem Lakotasandstein der Blackhills in Süd-Dakota, also auch aus Nordamerika (Gregory 1924, Abb. 1, 2). Aber es ist ebenso irrig, daß Hennig (1912, S. 492) es so darstellt, als sei die Gattung damals im Süßwasser ausgestorben, als daß Priem (1908, S. 14) meint, sie sei unmittelbar nach der unteren Kreidezeit ausgestorben. Sie ist nämlich noch im Meere zur Zeit der oberen Kreide verbreitet. Dabei muß man allerdings von dem durch Bassani (1912, S. 215—219, Taf. 4, Abb. 7) und d'Erasmo (1914, S. 82—86, Taf. 9, Abb. 6, Taf. 10) beschriebenen *L. minor* Ag. aus Capo d'Orlando und Pietraroia absehen, da diese Fundorte nach meinen Ausführungen auf S. 349—51 kaum dem Cenoman, sondern eher der unteren bzw. mittleren Kreide angehören. Doch hat Priem selbst (1908 a, S. 42 und 1911, S. 15) nicht nur isolierte Zähne aus dem marinen Gault von Grandpré (Dept. Ardennes), sondern Woodward (1895, S. 207) Schuppen von *Lepidotus* aus dem cenomanen Grünsand von Cambridge in Südengland erwähnt. Ferner beschrieb letzterer (1912, S. 161, Taf. 35, Abb. 1—4) aus der cenomanen Zone der *Schloenbachia varians* von Folkstone in Kent Schuppen (*L. pustulosus* Woodw.) und vor allem Jordan und Branner (1908, S. 12/13, Textabb. 6, 7) vollständige, also wirklich beweisende Reste aus der marinen oberen Kreide von Ceara (Nordbrasilien) als *L. temnurus* Ag., was Hennig (1912, S. 490) selbst zitiert, aber anscheinend nicht gewürdigt hat.

Die von ihm vertretene Ansicht, daß die *Ganoidei* zuletzt sich in das Süßwasser geflüchtet hätten, ist eben die bis in die neuere Zeit, z. B. noch bei Arldt (1924, S. 491—496, 705/6, 713) herrschende. Es lohnt sich aber wohl, der Frage näher zu treten. Zunächst ist zu betonen, daß gerade bei Fischen sehr schwer zwischen Meeres- und Süßwasserbewohnern zu unterscheiden ist, denn wir wissen, daß jetzt nicht nur nahe verwandte Arten einer Gattung teils im Meere, teils im Süßwasser leben, sondern daß manchmal dieselbe Art, ja dasselbe Individuum den Aufenthalt in beiden wechselt, z. B. Aal und Lachs. Wie soll man da bei ausgestorbenen Arten oder gar Gattungen entscheiden, wo sie lebten, wenn nicht andere begleitende Fossilien den Beweis liefern?

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Dazu kommt das von Martenssche Gesetz (1857, S. 199), besser Regel, daß die Gesamtheit der Süßwasserfauna der Gesamtheit der Meeresfauna um so ähnlicher wird, je weiter man sich tropenwärts wendet. Dies hängt wohl damit zusammen, daß weniger der mangelnde Salzgehalt als die starken Temperaturschwankungen die marinen Tiere abzuhalten scheinen, in das Süßwasser einzudringen, was in den Tropen mit geringen Temperaturschwankungen natürlich keine große Rolle spielt (Engelhardt, 1913, S. 83/4). Nun gilt aber als sicher, daß während des Mesozoikums und des größten Teiles des Tertiärs eine ziemlich gleichmäßige, hohe Temperatur sehr weit, und auch in Süd-, West- und Mitteleuropa verbreitet war. Damals mußte deshalb das Eindringen von Meeresfischen in brackisches und süßes Wasser auch in unseren Breiten sehr erleichtert sein. Jedenfalls ist also bei fluviomarinen oder brackischen oder bei nur Fischreste führenden Schichten dieser Zeiten kaum mit Sicherheit zu entscheiden, ob es sich um rein marine, etwa nur mit der Flut eingedrungene oder um zeitweise oder ständig im Süßwasser lebende Fischarten handelt.

Sehr wichtig ist ferner ein neuerer, völliger Umschwung in der Ansicht über den ursprünglichsten Wohnort der Fische, als den man früher einfach das Meer annahm, besonders, da die Gegenwart viele Beispiele der Einwanderung mariner Fische in das Süßwasser liefert. Anregungen nordamerikanischer Forscher folgend, halten aber Paläontologen jetzt eher das Süßwasser für die Urheimat der Fische (Stromer 1920, S. 13, siehe dagegen Franz 1924, S. 638!). Allerdings ist es durch positive Funde nicht erwiesen, wohl aber, daß schon zu ihrer Blütezeit die *Heterocerci* im jüngeren Paläozoikum, die *Lepidostei* in der Trias sowohl im Meere wie im Süßwasser geherrscht haben. Nach der Triaszeit bis zur jüngsten Kreidezeit kennt man allerdings, abgesehen vom Wealden, fast nur Meeresbewohner, aber einfach bloß deshalb, weil nur sehr wenige fischführende Binnenablagerungen aus dieser langen Zeit bekannt sind.

Ich kann aber doch einige wenige aus der Literatur hier verwerten, auch habe ich eine reiche Wirbeltierfauna in fluviomarinen Schichten mittelkretazischen Alters (Vracon, Baharije-Stufe) in Ägypten entdeckt und ausbeuten lassen (Stromer 1916, S. 409/10), wobei sich zeigte, daß *Ganoidei* in eher größerer Formenmenge vorhanden waren als *Teleostei*. Es gibt jedoch ein falsches Bild, wenn die

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

so heterogenen Gruppen niederer *Teleostomi* immer noch als *Ganoidei* zusammenbehandelt werden. Deshalb müssen im folgenden wenigstens die Hauptstämme getrennt besprochen werden.

Als wohl nächstverwandte der *Tetrapoda* sind die **Crossopterygii*[5]) von besonderem Interesse. Die einzig noch lebenden **Polypterini* sind bisher fossil fast völlig unbekannt. Ich besitze nun nicht nur einzelne Schuppen mit der so bezeichnenden Form und Struktur, sondern auch ein allerdings unvollständiges Skelett der betreffenden Art in dem oben genannten Material aus der Baharije-Stufe und habe (1905, S. 184/5, Taf. 16, Abb. 29, 30) zwei hierher gehörige Schuppen aus einer obereocänen, marinen Küstenablagerung (Birket el Qerun-Stufe) Nordägyptens beschrieben. Damit ist erwiesen, daß **Polypterini* schon seit der Zeit der mittleren Kreide in den Küstengewässern oder im Süßwasser Ägyptens lebten, wo sie heute noch wie im Süßwasser des tropischen Afrika durch **Polypterus* in mehreren Arten vertreten sind, während nur in Flüssen des tropischen West-Afrika eine **Calamoichthys*-Art lebt (Brehm 1914, S. 131, 133/4). Beide Gattungen sind besonders in ihrer eigenartigen Rückenflosse spezialisiert, die letztgenannte ist überdies in ihrem aalartigen Körper nach Dollo (1895, S. 94) ein Endglied der Entwicklung.

Nach allem hat man Grund anzunehmen, daß die **Polypterini* seit langer Zeit wesentlich oder ausschließlich auf das Süßwasser und die Küstengewässer des afrikanischen Festlandes beschränkt sind. Denn so erklärt sich, daß wir über ihre Vorgeschichte so sehr wenig, vor der mittleren Kreide auch heute noch gar nichts wissen, sehr einfach mit unserer anfänglichen Kenntnis der einstigen Bewohner Afrikas. Denn fast nur aus der Permotrias Südafrikas sind uns wenigstens einige ältere Süßwasserfische dieses alten Festlandes bekannt. Man muß bis in das Paläozoikum zurückgehen, bis man **Crossopterygii* mit dicken rhombischen Ganoidschuppen von ähnlichem Bau, die in Vielem abweichenden Angehörigen der Unterordnung *Osteolepidoti* weit verbreitet findet.

Nicht näher bestimmbare Brustflossenreste (Reis 1909, S. 21, Taf. 1, Abb. 6) aus ungefähr unterstkretazischen Süßwasserablagerungen von Patschau in der Mitte der

[5]) Noch lebende Formen werden im folgenden durch einen * ausgezeichnet.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

nördlichen Mongolei sind insofern von Bedeutung, als sie anzeigen, daß während des mittleren Mesozoikums auch im Süßwasser des uralten und gerade damals schon sehr stattlichen Angara-Festlandes, des Kernes Ost- und Zentralasiens, **Crossopterygii* lebten.

Ganz anders wie die erörterten verhält sich die dritte Unterordnung, die der *Coelacanthini*, welche mit dünnen, cykloiden Schuppen versehen wesentlich marin sind. Im obersten marinen Jura sind mehrere Genera zusammen gefunden, in der unteren Kreide aber nur die unvollkommen bekannte *Mawsonia* (2) in Süßwasserablagerungen in Bahia (Ostbrasilien), (Woodward 1907, S. 134—137, Taf. 7, 8 und 1908, S. 358/9, Taf. 42). Zu ihr gehört vielleicht eine dritte Art, von der mir große Schädelreste aus der fluviomarinen Baharije-Stufe Ägyptens vorliegen. In der jüngeren marinen Kreide West- und Mitteleuropas ist dann eine letzte Gattung, *Macropoma* Ag., mit wenigen Arten, aber in nicht seltenen und z. T. sehr schönen Resten, z. B. *M. Mantelli* im Cenoman Südenglands (Woodward 1912, S. 172—182, Taf. 35, Abb. 9, 10, Taf. 36—38) oder *M. speciosum* im Turon Böhmens (Fritsch 1878, S. 26—30, Taf. 3) verbreitet. Ob allerdings alle die Koprolithen der oberen Kreide, die man dazu rechnet (Neumayer 1919, S. 6—8, Taf. 1, Abb. 1—5), wirklich zu der Gattung gehören, erscheint sehr fraglich, noch mehr, ob wir den heutigen Stand der Kenntnisse so deuten dürfen, daß die letzten *Coelacanthini* auf europäische Meere beschränkt waren.

Von Interesse ist jedenfalls, daß zu *Mawsonia* die weitaus größten Angehörigen der Unterordnung gehören (Woodward 1907, S. 137); denn es fügt sich in die Regel ein, daß Riesenformen während oder nach dem Höhepunkt der betreffenden Tiergruppe auftreten, wofür ich eine Anzahl Beispiele aus allen möglichen Tierklassen gebracht habe (Stromer 1912, S. 284—287), aber nicht in die Regel, daß die größten Angehörigen einer im Meer und Süßwasser verbreiteten Tiergruppe im Meere vorkommen.

Zu der Ordnung **Chondrostei* rechne ich als ältere Unterordnung die *Heterocerci*. Deren jüngster Angehöriger, der Paläoniscide *Coccolepis macropterus* Traquair (1911, S. 9—15, Taf. 1) ist zwar in der unterstkretazischen Süßwasserablagerung des Wealden von Bernissart in Belgien gefunden worden, während weniger spezialisierte und kleinere Artgenossen aus dem marinen Jura Süddeutschlands bekannt

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

sind. Daraus aber zu schließen, daß die *Heterocerci* zuletzt in das Süßwasser verdrängt wurden, wäre voreilig, denn ich wies auf Seite 357 darauf hin, daß *Heterocerci* schon während des jüngeren Paläozoikums auch im Süßwasser reichlich vertreten waren, und überdies hat WOODWARD (1895 a, S. 5—8, Taf.. I, II, Abb. 4) ein bis zwei Arten gerade des *Coccolepis* aus den wohl jurassischen Süßwasserschichten von Talbragar in Neusüdwales beschrieben.

Die *Belonorhynchi* sind in ihrer Zugehörigkeit zu den **Chondrostei* nicht gesichert. Sie sind in den Meeren der Trias und des Lias verbreitet, dann unbekannt. Schon deshalb ist sehr fraglich, ob *Stenoprotome* HAY (1903, S. 407—9, Taf. 26, Abb. 2), das nur auf einen sehr unvollkommenen Rest aus den cenomanen Fischschiefern von Hakel in Syrien begründet ist, ein letzter mariner Vertreter dieser aalartig spezialisierten Formen ist.

Daß wir die ältesten **Chondrostei* s. s., die *Chondrosteidae* nur aus marinen Schichten des europäischen Lias kennen, spezialisiertere Formen aber aus sehr viel jüngeren Süßwasserablagerungen, hängt wahrscheinlich wieder nur mit der auf S. 354 betonten, sehr geringen Kenntnis posttriassischer Süßwasserablagerungen des Mesozoikums zusammen. Darauf deuten die allerdings sehr dürftigen Reste aus den wohl jurassischen Süßwasserschichten von der Turga, südlich von Nertschinsk in Ostsibirien, hin, welche REIS (1909, S. 15—20, Taf. 1, Abb. 7—10) als wahrscheinliche **Chondrostei* beschreibt. Gerade die bisher so ganz unvollkommene Kenntnis der einstigen Binnenfaunen des größten Festlandes, Asien, dessen Kern, das Angaraland, sehr alt ist, erscheint auch bei der Behandlung der Frage nach dem Rückgange der **Ganoidei* und speziell der **Chondrostei* besonders mißlich.

Die in der Reduktion der Zähne und Schuppen spezialisierten **Acipenseridae* und **Polyodontidae* sind dementsprechend fosssil überhaupt nur aus Europa und Nordamerika bekannt, und zwar fast ausschließlich in so dürftigen Resten, daß mir deren nähere Bestimmbarkeit äußerst fraglich erscheint. Ich muß das vorausschicken, wenn ich im folgenden nach der Literatur derartige Fossilien, wie z. B. einzelne Hautknochenplatten als **Acipenser*-Arten bestimmt erwähne, Reste, die mir kaum der Gattung nach bestimmbar erscheinen.

Sowohl **Acipenser albertensis* LAMBE (OSBORN und LAMBE 1902, S. 29, Taf. 21, Abb. 9; COCKERELL 1919, S. 171

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

und 172) aus oberstkretazischen Süßwasserschichten der Belly river-Stufe in Alberta (Süd-Kanada) als **A. ornatus* LEIDY (1873, S. 350, Taf. 32, Abb. 58) aus miocänen Süßwasserschichten Virginias sind auf solche ganz vereinzelte Knochenstücke gegründet; fossile **Acipenseridae* sind also in Amerika äußerst selten nachgewiesen, obwohl **Acipenser* neben **Scaphirhynchus* heute noch in mehreren Arten in Flüssen des mittleren Nordamerika lebt (BREHM 1914, Seite 142/3).

Nicht viel besser steht es mit den europäischen Resten, deren älteste in den untersteocänen fluviomarinen Sanden mit Unio und Teredina bei Reims in Nordfrankreich (PRIEM 1904, S. 46/7) und in dem marinen untereocänen London-Ton der Insel Sheppey in Südengland (WOODWARD 1889, S. 28, Taf. 1, Abb. 1) gefunden sind. Von den jüngeren **Acipenser*-resten Westeuropas sind nur die von **A. parisiensis* (PRIEM 1908 a, S. 132/3, Taf. 3, Abb. 1, Taf. 4, Abb. 1—4) aus unteroligocänen Süßwasserablagerungen von Romainville (Dept. Seine) etwas vollständiger. Mit der Verbreitung der tertiären Reste bald in marinen Seichtwasser-, bald in Süßwasserablagerungen West- und Mitteleuropas stimmt überein, daß jetzt in der paläarktischen Region **Scaphirhynchus* zwar auf das Süßwasser Ostasiens beschränkt ist (BREHM 1914, S. 143), **Acipenser* aber in mehreren Arten im Nordatlantik, Mittelmeer, Schwarzen und Kaspischen Meer und in den ostasiatischen Randmeeren lebt, von hier weit in die Flüsse hinaufsteigt und sogar z. T. auch im Süßwasser heimisch ist (BREHM 1914, S. 137—139). Man könnte dies so auffassen, als ob er im Begriffe wäre, aus dem Meere in das Süßwasser einzuwandern (ARLDT 1924, S. 492), aber die Fortpflanzung erfolgt im Süßwasser. Jedenfalls bietet **Acipenser* im Gegensatz zu allen übrigen der **Ganoidei* bei seiner weiten Verbreitung und Formenmenge nicht das Bild einer im Aussterben begriffenen Gattung. Die gewaltige Größe, welche **A. *huso* L. erreicht (BREHM 1914, S. 139), also das Auftreten einer Riesenform, kann man aber als Anzeichen dafür auffassen, daß jetzt der Höhepunkt der Familie erreicht oder schon überschritten ist (STROMER 1912, S. 284).

Von fossilen **Polyodontidae* ist uns noch weniger bekannt als von den Stören. Als ältester Rest wird ein dürftiges Schwanzstück aus der marinen *Micraster*-Kreide (Senon) Südenglands hierher gerechnet, auf das WOODWARD (1889, S. 35, Taf. 1, Abb. 4, 5; 1912, S. 170/1, Textabb. 48)

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Pholidurus disjectus aufgestellt hat. Der nächst jüngere *Crossopholis magnicaudatus* (Cope 1886, S. 161, Taf. 1, Abb. 1—3) ist auf zwei unvollständige Skelettreste aus mitteleocänen Süßwasserschichten, den Green river Schiefern, von Wyoming begründet. Er stammt also aus dem Wohngebiete der einen lebenden Gattung und Art **Polyodon* **spathula* Wahlb. (Brehm 1914, S. 135), die ebenso wie die andere, *Psephurus* **gladius Mart.*, ein Bewohner chinesischer Ströme (Brehm 1914, S. 137), fossil ganz unbekannt ist. Bei einem derartigen Stande der Kenntnisse wäre voreilig, aus dem ältesten Funde einfach zu schließen, daß die Familie ursprünglich marin war und dann in das Süßwasser verdrängt wurde.

Die **Lepidostei* sind in den Meeren der oberen Kreide nur noch sehr schwach vertreten, wie aus den von Hennig (1912) angeführten, von mir oben, auf S. 349 ff. ergänzten Listen klar hervorgeht. Doch ist der *Aspidorhynchide Belonostomus* offenbar noch weit verbreitet und, wie ich auf S. 353 nachgewiesen habe, auch *Lepidotus*, wenn schon selten, noch vorhanden. Mit dem Senon scheinen aber auch diese Gattungen zu verschwinden, wenigstens aus den uns bekannten Meeren[6]).

Wie auf S. 354 erwähnt, steht fest, daß **Lepidostei* schon zu ihrer Blütezeit in der Triaszeit auch im Süßwasser herrschten. Daß sie es auch später bewohnten, beweisen die *Semionotidae Aphnelepis* (2) und *Aetheolepis* (1) und der *Pholidophoride Archaeomene* (2) (Woodward 1895a, S. 9—19, Taf. 2, Abb. 5, 6, Taf. 3, Taf. 4, Abb. 1—7; Taf. 5, Abb. 2—4) in den wohl jurassischen Talbragar-Schichten in Neusüdwales, ferner die auf S. 352 erwähnten *Lepidotus*-Arten der unteren Kreide sowie jüngste *Pholidophoridae*, *Pholidophorus obesus* (Traquair 1911, S. 43—45, Taf. 9, Abb. 4—6) und *Pleuropholis sp. indet.*, sowie eine Art des *Macrosemiiden Notagogus* (Traquair 1911, S. 26—29, Taf. 4) im Wealden von Bernissart in Belgien. Dazu kommen wohl noch meine Nachweise (1916, S. 409, 420) von Schuppen und Skelettresten sehr stattlicher **Lepidostei* in der mittelkretazischen fluviomarinen Baharije-Stufe Ägyptens, wobei bemerkenswert ist, daß die in ihrer Skulptur und eigenartigen Kosminstruktur sehr charakteristischen Schuppen der einen Gattung auch aus der gleichen und gleichalterigen Fazies von Bellas in Portugal als *Palaeo-*

[6]) Anm.: Siehe Seite 352/53.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

niscidan-Reste bekannt geworden sind (SAUVAGE 1898, S. 12/13, Taf. 1, Abb. 1—4).

Die demnach noch während des mittleren Mesozoikums im Südwasser sehr weit, vielleicht sogar noch universell verbreiteten **Lepidostei* sind sicherlich auch noch während des jüngsten Mesozoikums und des älteren Tertiärs viel weiter darin verbreitet gewesen als jetzt, wenn auch anscheinend nur in seltenen, wenigen Arten einer Gattung, soweit sich dies nach den meistens recht unvollständigen Resten feststellen läßt.

Die ältesten Reste (Schuppen, Wirbel und Zähne) des in seinen opisthocoelen Wirbeln spezialisierten **Lepidosteus* nämlich sind aus oberstkretazischen Süßwasserschichten Westeuropas und des mittleren Nordamerika beschrieben, **L. lusitanicus* und *pustulosus* (SAUVAGE 1898, S. 37/8, Taf. 9, Abb. 1—41) aus dem Garumnien bei Coimbra in Portugal und **L. occidentalis* (LEIDY 1860, S. 149, Taf. 11, Abb. 20—23; OSBORN und LAMBE 1902, S. 29, Taf. 129, Abb. 3) aus den Judith-, Red deer- und Belly river-Schichten in Nebraska und Alberta. Wenn man noch ältere Reste und solche aus Asien nicht kennt, liegt es vielleicht wieder nur an dem immer wieder zu betonenden anfänglichen Stande unserer Kenntnisse.

In Europa schließen sich jüngere **L.* in Süßwasserablagerungen des Paleocäns, z. B. **L. suessoniensis* GERVAIS in Belgien (LERICHE 1902, S. 44/5, Taf. 3) und Nordfrankreich und des Eocäns, z. B. in Messel bei Darmstadt, an. Die jüngsten sind hier **L. Strausi* KINKELIN (1884, S. 244—250, Taf. 3, Abb. 1), der auf eine einzige Schuppe aus der oberstoligocänen, brackischen *Corbicula*-Schicht in Frankfurt a. M. gegründet ist, und **L. bohemicus* LAUBE (1901, S. 9—10, Textabb. 1), ein sehr unvollständiger Körperabdruck aus dem untermiocänen Muldentiefsten des Brüx-Duxer Braunkohlenbeckens in Nordböhmen. Die **Lepidostei* verschwinden demnach in Europa während des Mitteltertiärs, ob damit überhaupt in der alten Welt, muß dahin gestellt bleiben.

In Nordamerika kennt man tertiäre **Lepidosteus* wenigstens teilweise in sehr guten Resten, vor allem aus mitteleocänen Süßwasserablagerungen, den Green river Schiefern, von Wyoming, **L. atrox* und *simplex* LEIDY (EASTMAN 1900, S. 69—75, Taf. 1, 2) und den ? eocänen Manti-Schiefern in Utah, **L. cuneatus* COPE (1884, S. 55, Taf. 1, Abb. 6). Die meisten Arten (auch Gattungen,

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Clastes und *Pneumatosteus* COPE), darunter auch die ältesten tertiären Nordamerikas, **L. aganus* und *integer* COPE (1877, S. 38—42, Taf. 23, Abb. 10—29, Taf. 24, Abb. 1—16) aus der untereocänen Wasatch-Stufe Neumexikos sind aber ebenfalls auf mehr oder minder unbestimmbare Reste gegründet (EASTMAN 1900, S. 68). Heute ist die Gattung noch in mehreren Arten in Flüssen der sonorischen (südlichen) Region Nordamerikas vertreten (BREHM 1914, S. 147).

Die marinen **Amioidei* des jüngeren Mesozoikums bieten ein ähnliches Bild wie die **Lepidostei*. Sie sind nämlich zur unteren Kreidezeit noch gut vertreten, wie HENNIGS (1912) Aufzählungen zeigen, aber auch noch in der mittleren Kreidezeit, wie meine Erwähnung auf S. 349/50 der Gattungen *Opsigonus*, *Oenoscopus*, *Amiopsis* und *Protosphyraena* aus dem ? Gault und Cenoman Europas und *Spathiurus* (1) aus dem von Hakel in Syrien (WOODWARD III 1895, Seite 498/99) zeigt, in Angehörigen dreier Familien (*Oligopleuridae*, **Amiidae* und *Protosphyraenidae*) nachgewiesen. In den Meeren der oberen Kreide, wenigstens in Europa und Nordamerika, ist aber nur noch die artenreiche *Protosphyraena* häufig, eine durch ihre Größe und sonstige Spezialisierung (Rostrum, Bezahnung, Brustflossen) sehr bemerkenswerte Form. In allerdings wenigen und sehr unvollständigen Resten hat SMITH WOODWARD (1912, S. 154 bis 160, Taf. 33, Abb. 4, 5, Taf. 34, Abb. 1, 2) dazu im Turon Südenglands die *Eugnathidae Lophiostomus* (1) und *Neorhombolepis* (2) nachgewiesen. Es ist damit also wenigstens örtlich ein etwas größerer Formenreichtum aufgezeigt als bei den gleichaltrigen **Lepidostei*. Wie sie, verschwinden aber auch die **Amioidei* im Senon aus den uns bekannten Meeren.

Von Vertretern im Süßwasser des mittleren und jüngeren Mesozoikums wissen wir aber noch erheblich weniger als von **Lepidostei*. Immerhin ist, wenigstens für die untere Kreide Europas, eine ziemliche Formenmenge dadurch bezeugt, daß TRAQUAIR (1911, S. 34—43, 47—49, Taf. 6—8, 10) in großenteils sehr schönen Resten einen *Eugnathiden*, *Cailopterus* (1), **Amiiden*, *Amiopsis* (1) und *Oligopleuriden*, *Oligopleurus* (1) aus dem Wealden von Bernissart in Belgien beschrieben hat.

Von all diesen sind im Süßwasser des Tertiärs nur aus West- und Mitteleuropa und aus Nordamerika lediglich **Amiidae* nachgewiesen und meistens in so dürftigen Resten, daß sich nicht empfiehlt, die Gattungen *Pappichthys* COPE,

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Prot- und *Hypamia* LEIDY hier von **Amia* L. zu unterscheiden. Die ältesten Europas sind zahlreiche Bruchstücke aus dem oberen Paleocän Nordfrankreichs und Belgiens, **A. Barroisi* LERICHE und **A. robusta* PRIEM (1901, S. 485 bis 489, Taf. 10; LERICHE 1902, S. 43—44, Taf. 2), weitere sind aus dem Eocän und Oligocän Westeuropas beschrieben (z. B. PRIEM 1914, S. 5—6, Taf. 3, Abb. 3, S. 15 und 17 Anm.), die jüngsten in vollständigeren Resten aus dem Untermiocän, **A. Valenciennesi* AG. (1844, V. Pt. 2, S. 44/45, Taf. 53, Abb. 2, 3) aus Braunkohlen von Ménat (Dept. Puy de Dome) und **A. macrocephala* REUSS (LAUBE 1901, S. 10—18, Taf. 1, Abb. 1—3, Taf. 8, Abb. 1, 2) aus den Diatomeenschiefern von Kutschlin in Nordböhmen[7]).

Die **Amiidae* verschwinden also aus Europa auffälligerweise zu derselben Zeit wie die **Lepidosteidae*.

Aus dem tertiären Süßwasser Nordamerikas kennt man **Amia* erst seit dem Mitteleocän, hier aber in zahlreichen allerdings sehr dürftigen Resten mehrerer Arten (Gattungen), besonders aus den Bridger Schichten von Wyoming, **A. (Pappichthys)* (3), **A. (Hypamia) (1)*, **A. (Protamia)* (3) (LEIDY 1873, S. 188, 348, Taf. 32, Abb. 1—11, 23, 24; COPE 1884, S. 57—60, 745, Taf. 3, Abb. 1, 12—19, Taf. 4, Abb. 1—5, 21—36, Taf. 59, Abb. 1, Taf. 60, Abb. 1). Falls die Wirbelkörper aus dem Untermiocän der Cypress hills im Nordwestterritorium Kanadas wirklich als zu zwei **Amia*-arten gehörig bestimmbar sind, was COPE (1891, S. 2, Taf. 1, Abb. 1, 2) angenommen hat, ist die Gattung damals auch weiter im N vorgekommen als heute, wo nur noch eine Art, **A. calva*, in Seen und Flüssen des mittleren Nordamerika lebt (BREHM 1914, S. 144).

Das äußere Bild des Auftretens der niederen *Teleostomi* in der Kreide und dem Känozoikum ist nach allem noch ein außerordentlich lückenhaftes; trotzdem lassen sich gewisse Gesetzmäßigkeiten schon erkennen, z. B. darf das ziemlich gleichartige Verhalten der **Lepidostei* und **Amioidei* kaum als auf Zufallsbefunden beruhend angesehen werden.

Allerdings müssen wir mit der Feststellung des Aussterbens fossiler Fische sehr vorsichtig sein. Denn sie können aus verschiedenen Ursachen verschwinden. Erstlich

[7]) *Amia (Cyclurus) minor* AG. (1844, V, Pt. 2, S. 45, Taf. 53, Abb. 1), die nur auf einen Schwanzrest aus dem Obermiocän von Öningen bei Konstanz a. B. begründet ist, gehört nach WOODWARD (IV, 1901, S. 583) eher zu den *Cottidae*.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

kann, besonders bei selteneren Formen, einfach der vorläufige Stand unseres Wissens ein solches vortäuschen. Wer will z. B. von den letzten marinen **Lepidostei* und **Amioidei* mit Sicherheit behaupten, daß sie in der Senonzeit in den europäischen Meeren ausgestorben sind, da doch die europäischen marinen Fischfaunen des Danien und Paleocäns noch so unvollkommen bekannt sind, und ebenso von den untermiocänen Europas, da auch unsere Kenntnis der jüngeren tertiären Süßwasserfischfaunen Europas noch ganz in den Anfängen steckt? Beide Ordnungen könnten weiterhin nur in unseren Meeren zur Senonzeit ausgestorben sein, in den fernen, besonders im Indopazifik, sich aber noch länger erhalten haben, sei es, daß sie dort von früher her fortlebten, oder daß sie damals dorthin ausgewandert sind. Diese Möglichkeit mußte ich ja schon mehrfach erwähnen. Besonders bei formen- und individuenarmen Tiergruppen, noch dazu, wenn sie nur in beschränkten Gebieten vorkommen, ist es meistens ein Zufall, wenn wir jetzt schon Reste kennen, um so mehr, wenn es sich um noch sehr wenig erforschte Gebiete handelt.

Ein Aussterben kann aber auch vorgetäuscht werden, wenn die Verkalkung des Skelettes stark zurückgeht, so daß die Möglichkeit der Erhaltung fossiler Reste sehr eingeschränkt und günstigen Zufällen überlassen bleibt. Das kann selbst bei Knochenfischen vorkommen, denn Herr Professor L. Döderlein hat mir in der Straßburger Sammlung ein Skelett eines *Cyclopterus lumpus* L. gezeigt, dessen Knochen papierdünn waren, so daß sie sich nur in besonders feinkörnigen Schiefern erhalten könnten. Gerade bei **Chondrostei* muß das in Rechnung gezogen werden, denn bei völliger Rückbildung des Ganoidschuppenpanzers und Gebisses bleibt nicht viel normalerweise Erhaltungsfähiges, wenn sich keine Hautknochenplatten entwickeln, wie sie die Störe haben.

Es besteht endlich auch die Möglichkeit, daß sich, etwa durch Orthogenese, alle Angehörigen einer Gattung so umwandeln, daß sie als ausgestorben erscheint. Man könnte dementsprechend annehmen, daß während der Kreidezeit sich manche der als **Ganoidei* zusammengefaßten Formen so umänderten, daß sie als **Teleostei* bezeichnet werden. Hennig (1912, S. 495) neigt zu dieser Annahme. Daß die **Teleostei* aus **Ganoidei* während des Mesozoikums hervorgegangen sind, wird ja kaum bezweifelt; auch finden wir bei allen möglichen jüngeren Formen der **Ganoidei*

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Veränderungen an die Organisation der **Teleostei*, wie es Hennig (1906) bei *Pycnodonti* genauer ausgeführt hat, und wie es die Rückbildung der ursprünglich rhombischen, dicken Ganoidschuppen und die Verknöcherung des Innenskelettes, speziell der Wirbelkörper, in verschiedenen Stämmen zeigen. Aber es scheint, daß die Umwandlung in **Teleostei* größtenteils schon im mittleren Mesozoikum erfolgt ist, und es fehlt noch jeder exakte Beweis einer orthogenetischen Entwicklung irgend einer **Ganoiden*-Gattung, wie allerdings bei dem immer wieder zu betonenden Stande unserer Kenntnisse eigentlich selbstverständlich ist.

Jedenfalls müssen wir aber daran festhalten, daß ein großer Bruchteil, ja die Mehrzahl der uns bekannten niederen **Teleostomi* der Kreide und des Tertiärs viel zu spezialisiert ist, als daß irgend eine Möglichkeit bestände, **Teleostei* davon abzuleiten[8]). Bei all diesen haben wir deshalb die Frage zu entscheiden, wann und wo sie ausstarben, und ob sie durch äußere Umstände ausgerottet wurden oder durch innere erloschen oder ob beides zusammenwirkte. Fassen wir nun schließlich unter all diesen Vorbehalten unser heutiges Wissen kurz zusammen.

1. **Crossopterygii.* Nach Mitte des Paläozoikums wenig formenreich. Im jüngeren Mesozoikum im Meere, aber auch im Süßwasser der alten Welt verbreitet. **Polypterini* seit mittlerer Kreide in Afrika heimisch, vielleicht darauf beschränkt, jetzt dort spezialisiert, z. T. aalartig. Sehr wenige *Coelacanthini* noch in jungkretazischen Meeren Europas nicht selten, in unterer und mittlerer Kreide Riesenform im Süßwasser Südamerikas und Afrikas.

2. **Chondrostei.* Seit Ende des Paläozoikums formenarm. Im Mesozoikum im Meer und im Süßwasser der Nordkontinente und Australiens nachgewiesen. **Acipenseridae* nach sehr dürftigen und seltenen Resten seit dem Ende des Mesozoikums in Süßwasser und Küstengewässern Europas und im Süßwasser Nordamerikas heimisch, jetzt noch im Süßwasser und Binnen- und Randmeeren der Nordkontinente

[8]) Daß z. B. die *Pycnodonti* in **Siluridae* übergegangen wären, wie Hennig (1912, S. 493, Anm.) andeutet, erscheint völlig ausgeschlossen, da sie alle durch einen hohen, kurzen, seitlich komprimierten Körper und ein spezialisiertes Knackgebiß ausgezeichnet sind, während die Welse einen gestreckten, runden oder dorsoventral abgeplatteten Körper und meines Wissens niemals ein Knackgebiß, sondern fast stets ein Bürstengebiß besitzen.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

weit verbreitet in z. T. sehr großen Formen, spezialisiert in starker Rückbildung der Schuppen und Zähne. **Polyodontidae*, ebenso spezialisiert, sehr formenarm. Anscheinend in mariner oberer Kreide Europas vertreten, im Süßwasser Nordamerikas seit dem Mitteleocän heimisch, jetzt auch in Flüssen Ostasiens.

3. **Lepidostei.* Während des älteren Mesozoikums formen- und individuenreich in Meer und Süßwasser herrschend verbreitet. Bis in die mittlere Kreidezeit im Meere nicht selten in mehreren Formen verbreitet, in oberer Kreide aber nur in sehr wenigen Formen. Während des mittleren und jüngeren Mesozoikums auch im Süßwasser sehr weit verbreitet. Seit jüngster Kreidezeit aber anscheinend nur eine artenarme Gattung selten im Süßwasser Europas und Nordamerikas, in Europa bis unterstes Miocän, in Nordamerika bis heute.

4. **Amioidei.* In den Meeren des mittleren Mesozoikums häufig und ziemlich formenreich verbreitet, während der jüngeren Kreidezeit aber nur wenige Formen, davon nur eine spezialisierte Gattung mit zahlreichen und z. T. großen Arten, weiter verbreitet. Im mittleren Mesozoikum auch im Süßwasser Europas nachgewiesen. Im tertiären Süßwasser sehr wenige Formen in Europa bis in das unterste Miocän, in Nordamerika aber vom Mitteleocän an bis heute ganz formenarm werdend.

5. *Pycnodonti.* In den Meeren des Mesozoikums bis in die obere Kreide häufig und formenreich verbreitet. In der Eocänzeit noch in europäischen und afrikanischen Meeren häufig in wenigen, z. T. sehr stattlichen Formen. Nur ausnahmsweise eine Art einer sonst marinen Gattung im Süßwasser der untersten Kreide Europas nachgewiesen.

Demnach scheint festzustehen, daß alle Ordnungen der **Ganoidei* bis auf die fast ausschließlich marinen *Pycnodonti* während des Mesozoikums sowohl im Meere als im Süßwasser vertreten waren, und zwar bis auf die seit dem Ende des Paläozoikums überhaupt anscheinend stets formenarmen **Chondrostei* und **Crossopterygii* ziemlich formenreich. Die **Chondrostei* sind heute noch auch im Meere vertreten, aber noch schwächer als während des Mesozoikums, die *Pycnodonti* aber scheinen ziemlich plötzlich am Ende des Eocäns aus unseren Meeren, vielleicht überhaupt, zu verschwinden. Die **Crossopterygii (Coelacanthini)*, **Lepidostei* und **Amioidei* jedoch werden in den uns bekannten Meeren in der mittleren Kreidezeit an

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Formen und z. T. Individuen arm, so daß sie gegen die vielerlei **Teleostei* ganz zurücktreten. Der Umschwung erfolgt ziemlich rasch, aber noch bis gegen das Ende der Kreidezeit, im Senon, sind mehrere Gattungen, z. T. in ziemlich weiter Verbreitung, im Meere vorhanden.

Im Süßwasser erhält sich eine sehr kleine Unterordnung der **Crossopterygii* seit dem jüngeren Mesozoikum in Afrika formenarm bis heute. Die **Chondrostei* ebenfalls seit dem Mesozoikum in den Nordkontinenten bis heute, wo sie in zwei allerdings sehr kleinen Familien noch am formenreichsten und verbreitetsten unter allen **Ganoidei* sind. Die **Lepidostei* und **Amioidei* erscheinen gegen Ende des Mesozoikums auf das Süßwasser Europas und Nordamerikas in sehr wenigen Formen je einer Familie beschränkt, seit dem Mittelmiocän sogar nur auf Nordamerika und jetzt nur auf einen Teil dieses Gebietes in recht wenigen Formen.

Nach unserem heutigen Wissen steht also fest, daß die niederen **Teleostomi* (auch die **Dipnoi*) zuerst aus dem Meere verschwinden[9]) und sich im Süßwasser am längsten erhalten, daß es aber unrichtig ist, zu sagen, sie seien in das Süßwasser verdrängt worden oder hätten sich dahin zurückgezogen[10]). Es scheint ferner festzustehen, daß der Rückgang an Formen und Individuen großenteils ein ziemlich plötzlicher ist, und daß recht verschiedene Stämme ungefähr gleichzeitig wenigstens in den uns bekannten, ziemlich weiten Gebieten verschwinden. Das wirkliche Aussterben der Stämme scheint aber stets so vor sich zu gehen, daß wenige und oft stark spezialisierte Genera auch nach dem raschen Rückgange der Gruppe noch lange Zeit fortleben und allmählich an Arten arm und in ihrer geographischen Verbreitung eingeschränkt werden.

Solche Relikten aller möglichen Tierklassen nun finden sich bekanntlich heute besonders in der Südhemisphäre (Matthew 1915) und in isolierten Gebieten. Die **Dipnoi* sind ja ein ausgezeichnetes Beispiel dafür (Stromer 1916, S. 410). Aber gerade bei den **Ganoidei* sind nur die **Crossopterygii* auf Afrika beschränkt, das überdies nicht einfach als Südkontinent angesehen werden darf, die anderen

---

[9]) Die *Pycnodonti* bilden wohl nur eine scheinbare Ausnahme, denn sie waren wohl nie im Süßwasser wirklich heimisch.

[10]) Die Frage, ob die im Süßwasser vorkommenden Formen aus marinen oder aus ursprünglich schon im Süßwasser lebenden hervorgegangen sind, kann jetzt kaum gelöst werden.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

auf Nordkontinente als bemerkenswerte Ausnahme von der Regel[11]).

Die bei den **Ganoidei* (und **Dipnoi*) gefundene Art des Rückganges und Aussterbens ist nun zwar, wie immer wieder betont wurde, wegen der großen Lücken unserer Kenntnisse noch keineswegs gesichert; es muß aber andererseits doch hervorgehoben werden, daß man in sehr verschiedenen Tierklassen ein ganz ähnliches Bild bekommt, gerade auch in solchen, in welchen Zufallsfunde keine derartige Rolle mehr spielen können wie hier (STROMER 1912, S. 311/2). Immer geringer wird bei fortschreitender Erforschung ferner Länder die Zahl der Tiergruppen, die plötzlich allgemein ausgestorben erschienen; z. B. fügt sich von den Gruppen, die ich noch vor 12 Jahren (1912, S. 312) als Beispiele hierfür aufgezählt habe, die Familie der *Hyaenodontidae* neuerdings in die Regel völlig ein. Denn sie verschwinden in weiten Gebieten (Europa und Nordamerika) im Oligocän, wo sie sehr häufig waren, plötzlich, aber einzelne Vertreter lebten im Süden, in Vorderindien und Südafrika, noch während des Miocäns. Ganz besonders wichtig ist aber, daß auch bei dem Aufblühen mancher Tiergruppen und gerade bei **Teleostomi* entsprechende Befunde gemacht worden sind, indem zuerst örtlich sehr wenige neue Formen erscheinen als Vorläufer einer Gruppe, die in der nächsten Periode weit verbreitet und formenreich herrschend auftritt, worauf WOODWARD bei den *Heterocerci* und **Lepidostei* hingewiesen hat (STROMER 1912, S. 279). Darnach scheint eine Gesetzmäßigkeit in der Entwicklung der Tierwelt vorzuliegen.

Auf die Ursachen des Rückganges und besonders des Aussterbens einzugehen, würde hier zu weit führen; es genügt wohl der nochmalige Hinweis auf meine schon eingangs erwähnten diesbezüglichen Ausführungen. Es ist aber schließlich doch hervorzuheben, daß der eben erwähnte Rückgang stark verschieden organisierter Formen von sehr verschieden langer Vorgeschichte in weiten Ge-

[11]) Mit dem Schlusse, daß solche südliche Relikten im N entstanden sind und dann nach S verdrängt wurden, weil man sie fossil aus mehr oder minder alten Schichten Europas und Nordamerikas kennt, aus der Südhemisphäre aber nur rezent oder nur aus jüngeren Schichten (HASEMAN, 1912, S. 74—79), muß man noch sehr vorsichtig sein. Denn es kann einfach auf Unkenntnis der einstigen südlichen Faunen beruhen (STROMER, 1912, S. 291).

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

bieten und zu ziemlich gleicher Zeit nicht zu Gunsten der Annahme rein innerer, in der Entwicklung der Tierstämme selbst gelegener Ursachen spricht, sondern eher für mindestens vorherrschende äußere Ursachen (Klimawechsel usw.).

Literaturverzeichnis.

Agassiz, L.: Recherches sur les poissons fossiles. Bd. 5, Neuchatel 1844.

Arldt, Th.: Zur Ausbreitungsgeschichte der Fische, besonders der Fische der kontinentalen Gewässer. Arch. f. Hydrobiol., Bd. 14, S. 478—522, 673—719, Stuttgart 1924.

Bassani, F., und D'Erasmo, G.: La ittiofauna del calcare cretacico di Capo d'Orlando presso Castellamare (Napoli). Mem. Mat. e Fis. Soc. ital. Sci., Sér. 3, T. 17, S. 185—243. Rom 1912.

Bayer, Fr.: Neue Fische der Kreideformation Böhmens. Verh. k. k. geol. Reichsanst., 1903, S. 269—275, Wien 1903.

Brahms, H.: Die Fischfauna des Barremien bei Hildesheim. Dr.-Diss. naturw. Fak. Univ. Tübingen, 92 S., Leipzig 1913.

Branco, W.: Beiträge zur Kenntnis der Gattung Lepidotus. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Preußen, Bd. 7, Heft 4, Berlin 1887.

Brehm, A.: Tierleben, Die Fische. 4. Aufl., Bd. 3, Leipzig 1914.

Cockerell, T. D. A.: Some american cretaceous fish scales. U. St. geol. Surv. prof. pap. 120 I, S. 165—188, Washington 1919.

Cope, E. D.: Report upon the extinct Vertebrata obtained in New Mexico by parties of the expedition of 1874. — Wheeler Geogr. Surv. W of the 100th meridian. Bd. 4, Paleont., Pt. 2, Washington 1877.

— The Vertebrata of the tertiary formations of the West. Hayden: Report of the U. St. geol. Surv. Territories. Bd. 3, Washington 1884.

— On two new forms of Polyodont and Gonorhynchid fishes from the Eocene of the Rocky Mountains. Mem. nation. Acad. Sci., Vol. 3, S. 161—169, Philadelphia 1886.

— On Vertebrata from the Tertiary and Cretaceous rocks of the NW Territory. I. The species from the Oligocene or lower Miocene of the Cypress hills. Contrib. Canadian Palaeontol., Vol. 3, S. 1—25, Ottawa 1891.

Dollo, L.: Sur la phylogénie des Dipneustes. Bull. Soc. belge Géol., T. 9, S. 79—128. Brüssel 1895.

Eastman, C. R.: Fossil Lepidosteids from the Green river shales of Wyoming. Bull. Mus.. compar. Zool., Vol. 36, S. 67—75. Cambridge, Mass. 1900.

Digitized by Google

Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

ENGELHARDT, R.: Tiergeographie der Selachier. DOFLEIN: Beiträge Naturgesch. Ostasiens. München 1913.
D'ERASMO, G.: La Fauna e l'Eta dei Calcari a Ittioliti di Pietraroia (Prov. di Benevento). Palaeontogr. ital., Vol. 20, S. 29—86 u. Vol. 21, S. 1—53, Pisa 1914 u. 15.
FRANZ, V.: Geschichte der Organismen. Jena 1924.
FRITSCH, A.: Die Reptilien und Fische der böhmischen Kreide. Prag 1878.
— und BAYER, FR.: Neue Fische und Reptilien aus der böhmischen Kreideformation. Prag 1905.
GREGORY, W. K.: A fossil Ganoid fish (Lepidotus? lacotanus n. sp.) from the lower Cretaceous of South Dakota. Amer. Mus. Novit., Nr. 134, 8 S., New York 1924.
HASEMAN, J.: Some factors of geographical distribution in South America. Ann. New York Acad. Sci's. Vol. 22, S. 9—112, New York 1912.
HAUG, E.: Paléontologie. FOUREAU, F.: Documents scientifiques de la mission saharienne. Bd. 2, Paris 1905.
HAY, O. P.: On a collection of upper cretaceous fishes from Mount Lebanon, Syria. Bull. amer. Mus. natur. Hist., Bd. 19, S. 395 bis 452, New York 1903.
HENNIG, E.: Gyrodus und die Organisation der Pycnodonten. Paläontogr., Bd. 53, S. 135—208, Stuttgart 1906.
— Die Fischfauna der Kreidezeit. Sitzungsber. d. Ges. naturf. Freunde, 1912, S. 483—493, Berlin 1912.
— Die Fischreste unter den Funden der Tendaguru-Expedition. Archiv Biontol., Bd. 3, S. 295—312, Berlin 1914.
JORDAN, ST., und BRANNER, J. C.: The cretaceous fishes of Ceara, Brazil. Smiths. miscell. Coll., Vol. 52, S. 1—29, Washington 1908—10.
KINKELIN, FR.: Die Schleußenkammer von Frankfurt-Niederrad und ihre Fauna. Ber. d. Senckenb. naturf. Ges., 1884, S. 220 bis 257, Frankfurt a. M. 1884.
KRAMBERGER, GORJANOVIC, C.: De piscibus fossilibus Comeni, Mrzleci, Lesinae et M. Libanonis. Op. Acad. Sci. et Art. Slav. merid., Zagreb 1895.
LAUBE, G. C.: Synopsis der Wirbeltierfauna der böhmischen Braunkohlenformation. Prag 1901.
LEIDY, J.: Extinct Vertebrata from the Judith river and great Lignite formations of Nebrasca. Trans. amer.. philos. Soc., Bd. 11, S. 139—154, Philadelphia 1860.
— Contributions to the extinct Vertebrate fauna of the Western Territories. HAYDEN: Report U. St. geol. Surv. Territ. Bd. 1, Washington 1873.
LERICHE, M.: Les poissons paléocenes de la Belgique. Mém. Mus. R. Hist. natur. Belgique, Bd. 2, S. 1—48, Brüssel 1902.
— Contribution à l'étude des poissons fossiles du Nord de la France et des régions voisines. Mém. Soc. géol. Nord, Bd. 5, Mém. 1, Lille 1906.
— Les poissons oligocènes de la Belgique. Mém. Mus. R. Hist. natur. Belgique, T. 5, S. 231—363, Brüssel 1910.
MARTENS, E. v.: Über einige Fische und Crustaceen der süßen Gewässer Italiens. Archiv d. Naturgesch., Jahrg. 23, Bd. 1, S. 149—204, Berlin 1857.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

MATTHEW, W. D.: Climate and evolution. Ann. New York Acad. Sci., Vol. 24, S. 171—318, New York 1915.

NEUMAYER, L.: Vergleichende anatomische Untersuchungen über den Darmkanal fossiler Fische. Abh. d. bayer. Akad. d. Wiss., math.-phys. Kl., Bd. 29, Abh. 2, München 1919.

OSBORN, H. F., und LAMBE, L. M.: On Vertebrata of the Mid-cretaceous of the NW Territory. Contributions to Canadian Palaeontology, Bd. 3, Ottawa 1902.

PRIEM, F.: Sur les poissons de l'Eocène inférieur des environs de Reims. Bull. Soc. géol. France, Sér. 4, Bd. 1, S. 477—504, Paris 1901.

— Sur les poissons du Bartonien et les Siluridés et Acipensérides de l'Eocène du Bassin de Paris. Ebenda, Bd. 4, S. 42 bis 47, Paris 1904.

— Étude sur le genre Lepidotus. Ann. Paléont., Bd. 3, S. 1 bis 19, Paris 1908.

— Étude des poissons fossiles du Bassin parisien. Ebenda, S. 1—114, Paris 1908 (a).

— Étude des poissons fossiles du Bassin parisien, supplement. Ebenda, Bd. 6, S. 1—44, Paris 1911.

— Sur des poissons fossiles des terrains tertiaires d'eau douce et d'eau saumâtre de France et de Suisse. Mém. Soc. géol. France, Paléont. Bd. 21, Fasc. 3, Paris 1914.

REIS, O.: Die Binnenfauna der Fischschiefer in Transbaikalien. Recherches géol. et min. long chemin de fer Siberie, Livr. 29, S. 1—68, St. Petersburg 1909.

SAUVAGE, H. E.: Vertébrés fossiles du Portugal. Lissabon 1898.

SCHUBERT, R.: Die Küstenländer Österreich-Ungarns. Handbuch region. Geologie, Bd. V, 1a. H. 16, Heidelberg 1914.

STROMER, E.: Die Fischreste des mittleren und oberen Eocäns von Ägypten, II. Teil. Beitr. z. Paläont. u. Geol. Österr.-Ung. u. d. Orient, Bd. 18, S. 184—192, Wien 1905.

— Über Relikten im indopazifischen Gebiete. Centralbl. f. Min. usw., 1910, S. 798—802, Stuttgart 1910.

— Über das Gebiß der Lepidosirenidae und die Verbreitung tertiärer und mesozoischer Lungenfische. R. HERTWIG Festschrift, Bd. 2, S. 613—624, Jena 1910 (a).

— Lehrbuch der Paläozoologie, II. Wirbeltiere. Leipzig 1912.

— Mitteilungen über Wirbeltierreste aus dem Mittelpliocän des Natrontales (Ägypten). 4. Fische, Protopterus. Zeitschr. d. D. Geol. Ges., Bd. **66**, Monatsber., S. *420—425*, Berlin 1914.

— Die Entdeckung und die Bedeutung der Land und Süßwasser bewohnenden Wirbeltiere im Tertiär und in der Kreide Ägyptens. Ebenda, Bd. 68, S. *397—425*, Berlin 1916.

— und PEYER, B.: Über rezente und triassische Gebisse von *Ceratodontidae*. Ebenda, Bd. 69, S. *1—80*, Berlin 1917.

— Bemerkungen über die ältesten bekannten Wirbeltierreste. Sitzungsber. d. bayer. Akad. d. Wiss., math.-phys. Kl. 1920. S. 9—20, München 1920.

TRAQUAIR, R. H.: Les poissons wealdiens de Bernissart. Mém. Mus. R. Hist. natur. Belgique, Bd. 6, S. 1—65, Brüssel 1911.

WEILER, W.: Beiträge zur Kenntnis der tertiären Fische des Mainzer Beckens. Abh. d. Hess. Geol. Landesanst., Bd. 6, S. 73—135, Worms 1922.

Digitized by Google

Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Woodward, A. Smith: On the palaeontology of Sturgeons. Proc. geol. Assoc., Bd. 11, S. 24—44, Cambridge 1889.
— A synopsis of the remains of Ganoid fishes from the Cambridge Greensand. Geol. Magaz., Dec. 4, Bd. 2, S. 207—214, London 1895.
— The fossil fishes of the Talbragar beds (Jurassic?). Mem. geol. Surv. New South Wales, Paleont., Nr. 9, 27 S., Sydney 1895 (a).
— Catalogue of the fossil fishes in the British Museum (natur. Hist.). Vol. 2, 1891; 3, 1895; 4, London 1901.
— und Mawson, J.: On the cretaceous formation of Bahia (Brazil) and on Vertebrate fossils collected therein. Quart. Journ. geol. Soc., Bd. 63, S. 128—139, London 1907.
— On some fossil fishes discovered by Prof. Ennes de Souza in the cretaceous formation at Ilheos (state of Bahia), Brazil. Ebenda, Bd. 64, S. 358—362, London 1908.
— The fossil fishes of the english Chalk. Palaeontogr. Soc., London 1902—12.
Zittel, K. A.: Handbuch der Paläontologie. Bd. 3. München 1887—1890.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

15. Das Antlitz der Alpen.

(Zum Vortrage A. Pencks auf der Innsbrucker Naturforscherversammlung.)

Von Herrn R. v. Klebelsberg in Innsbruck.

In einer den Alpen gewidmeten allgemeinen Sitzung der 88. Versammlung Deutscher Naturforscher und Ärzte zu Innsbruck am 24. September 1924 sprach A. Penck über „Das Antlitz der Alpen". Während sonst die allgemeinen Sitzungen mehr der Vermittlung schon bekannter Forschungsergebnisse an weitere Kreise dienen, bedeuteten Pencks Ausführungen zu wesentlichen Anteilen einen Originalvortrag, der auch dem Fachmanne Neues brachte, neue Auffassungen und neue Beobachtungen. Dem Aufsehen, das dieser Vortrag in der Öffentlichkeit machte, steht darum lebhaftes fachliches Interesse zur Seite. Der Vortrag ist mittlerweile gedruckt erschienen in den „Naturwissenschaften", 1924, Heft 47, S. 1000—1007.

Versucht man, die großen Züge des Antlitzes der Alpen zu erfassen, Züge, die nicht nur, nach Maßgabe des geologischen Baues, für die eine und andere Gruppe bezeichnend sind, sondern im Gesamtbilde der Alpen hervortreten, so sind es ihrer gar nicht viele.

Die Fernansicht der Alpen kehrt immer, ob von S oder N, ob West- oder Ostalpen, eine große Wallform hervor, mit nur wenig bewegter, fast gleichmäßig flacher Kontur. Beim Nähertreten löst sich dieselbe in zahlreiche annähernd gleich hohe Gipfel auf; ihre Verbindungsfläche, die der Kontur der Wallform entspricht, ist die „Gipfelflur". In der Ansicht von oben, im Flieger- oder Kartenbilde, treten deutlich die großen, mit nur beschränkten Richtungsänderungen weithin ziehenden Längstäler hervor, abseits von ihnen die Flächen der Firnfelder und die flachen Oberseiten, „Hochfluren", vieler aperer Berggebiete.

Der Fußansatz des Gebirges gegenüber der Vorlandsfläche scheint aus der Ferne scharf, wie man ihn

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

sich vorzustellen pflegt, ist es in Wirklichkeit aber nicht immer, oft schaltet sich vermittelndes Übergangsgelände dazwischen und ist es im genaueren gar nicht so einfach, wo man die Alpen beginnen lassen soll.

Erst in den Alpen selbst wird man der morphologischen Höhenzonen als solcher gewahr. Besonders scharf und großzügig tritt der Gegensatz zwischen den, wenigstens einseitig, mehr oder weniger glatten, stumpfen, weichen Formen unterer Lagen und dem allseits schroffen Hochgebirge darüber in Erscheinung. Dazu gesellen sich, in mehr oder minder reicher Serie, die Reste alter Talflächen unterhalb der Grenze der Hochgebirgsformen; oberhalb hingegen fehlen sie in ähnlicher Ausdehnung und Häufigkeit; oberste, älteste, noch in größerer Ausdehnung erhaltene sind die Felsflächen, die den Firnfeldern zugrunde liegen, und die Hochfluren. In den Ostalpen sind diese Altflächen im allgemeinen schöner, ausgedehnter erhalten als in den Westalpen, sichtlich eine Erscheinung, die zu dem verschiedenen Höhen-Breitenverhältnis beider Gebirgsabschnitte in enger Beziehung steht.

Bis ins Niveau der Hochfluren oder noch tieferer Talflächen sind in sonst hochgebirgige Kämme breite Pässe eingesenkt.

Die meisten dieser Formeigentümlichkeiten sind den Alpen mit anderen Kettengebirgen gemein. Sie treten aber in den Alpen, und hier wieder besonders in den Ostalpen, gutenteils schöner, auffälliger hervor als namentlich in Gebirgen, die sehr viel höher, gewaltiger sind.

Bei noch näherem Zusehen erschließen sich auch regressive Züge in der Entwicklung der Alpentäler, sie kommen zum Ausdruck in der Verschüttung, die die größeren Täler für einen beträchtlichen Tiefenanteil erfahren haben. Nirgends mehr kommt in ihrem Grunde, abgesehen von Inselbergen und epigenetischen Hanganschnitten, die wahre, felsige Sohle zum Vorschein, und in seitlichen Schotterterrassen verfolgt man die Verschüttungsmasse noch ein paar hundert Meter hoch an den Hängen hinauf. Die teilweise Wiederauswaschung erweist ein Wechselspiel von Senkung und Hebung in junger geologischer Zeit.

Allenthalben in ehemals vergletscherten Gebieten erweisen Schlifformen und Moränenablagerungen glaziale Ausstattung der Täler.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Von diesen Zügen im Antlitz der Alpen hat PENCK in Weiterverfolgung früherer Studien[1]) besonders einen herausgegriffen und zum Kernpunkte seiner Ausführungen gemacht: die Gipfelflur.

Die Gipfelflur ist in der Tat einer der auffallendsten Züge im Natur- wie Kartenbilde, dieses wogende Gipfelmeer mit dem nur unbedeutenden Wellenausschlag innerhalb jeder einzelnen Gruppe, hingegen starkem Gesamtabstand von Gruppe zu Gruppe.

Die Wahrnehmung der „Konstanz der Gipfelhöhen" ist schon alt. Immer auch schon hat man die annähernd gleich hohen Gipfel auf eine über sie zu legende Fläche bezogen, sei diese nun eine Art tektonischer Uroberfläche oder, z. B. im Sinne v. STAFFS[2]), eine sekundäre Abtragungsoberfläche, und mag man in den Gipfeln direkt Restpunkte jener Fläche sehen oder nur Punkte gleicher Annäherung an sie. Ungeklärt aber blieb die auffällige Tatsache der oft sehr beträchtlichen Höhenunterschiede in der Lage der Gipfelflur oft schon für eng benachbarte Gruppen. Man führte diese Erscheinung, ohne sich näher auszusprechen, im allgemeinen wohl auf Unterschiede in der durch die ursprüngliche Gebirgsbildung bewirkten Gebirgshöhe zurück oder deutete sie selektiv (petrographische oder strukturelle Selektion).

PENCK mißt nun, das selektive Moment nur untergeordnet bewertend, die maßgebende Rolle einem „Großfaltenwurfe" zu, der, nach der strukturellen Fertigstellung des Gebirges, mit weiträumigen „Großsätteln" und „Großmulden" — im Gegensatz zu den räumlich beschränkteren[3]) Sätteln und Mulden des strukturellen Faltenwurfes — die ganzen Alpen überspannte. Im Rahmen dieses, für die Betrachtung im großen einheitlichen, grundsätzlich mehr biegungs- als bruchweise gedachten Großfaltenwurfes wäre das eine Teilgebiet höher, das andere minder hoch emporgewölbt worden, die Großmulden stellten teils in der Hebung zurückgebliebene, teils aber auch direkt eingemuldete Streifen vor. Und im Wege des Großfaltenwurfes hingen

[1]) Die Gipfelflur der Alpen. Sitz.-Ber. d. Preuß. Akademie der Wissenschaften 1919, S. 256—268.

[2]) Zur Morphologie der Präglaziallandschaft in den Westschweizer Alpen. Zeitschrift der D. G. G. 1912, S. 1—80.

[3]) Angesichts der großen Deckfalten, mit denen die neuere Alpentektonik rechnet, ist der Ausdruck nicht ganz glücklich; von „Großfalten" in wieder anderem Sinne spricht ABENDANON.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

mit der verschiedenen Höhenlage der Gipfelflur auch die gebietsweisen Unterschiede in den Neigungs- und Formverhältnissen zusammen. Je stärker die Hebung (Aufwölbung), um so tiefer das Einschneiden der Flüsse, um so größer der Höhenunterschied, um so steiler und schärfer die Formen. Gebieten stärkerer Hebung oder wo die Hebung noch andauert, sei der Hochgebirgscharakter eigen. Wo die Hebung (Aufwölbung) geringer war, da wären die sanfteren „Mittelgebirgs"formen erhalten geblieben, die dort in vergangener Zeit einmal ausgebildet worden sind, als die Erosionsbasis ihnen vertikal nahe lag — das „Mittelrelief" im Gegensatz zum Steilrelief des Hochgebirges. Wo die Hebung (Aufwölbung) ganz zurückgeblieben oder gar aktive Einmuldung erfolgt ist, da hätten sich später die großen Längstalzüge herausgebildet. An dem Beispiel der östlichen Nordalpen: die „Kalkhochplateaus" entsprächen mäßig gehobenen Großsätteln, die sie begleitenden Längstäler (Enns, Mürz) Großmulden; wo hingegen, wie in den benachbarten Zentralalpen, die Hebung stärker gewesen sei, da wäre etwa auch hier vorhanden gewesenes Mittelrelief in so große Höhe gelangt, daß es zerstört, in Schneiden und Gipfel zerschlissen wurde, die heute höher liegen als die einstmals über sie hinweggegangene Mittelreliefffläche. Auch da aber komme noch eine gewisse Gesetzmäßigkeit und Gemeinsamkeit zum Ausdruck in der Fläche, zu der sich die annähernd gleich hohen Gipfel einer Gruppe verbinden: in der Gipfelflur. Ihre Höhenlage und die orographische Sonderstellung der einzelnen Alpengruppen setzt Penck in unmittelbare Beziehung zu der (regional wechselnden) Intensität des Großfaltenwurfes — „die längst in ihrer geographischen Individualität erkannten Gruppen der Alpen zeigen die Großsättel an", um was die Gipfelflur in der einen, oft eng benachbarten Gruppe höher oder tiefer liegt als in der anderen, um das sei das eine Gebiet mehr oder weniger emporgewölbt, gehoben worden als das andere.

Pencks Großfaltenwurf ist also eine Annahme, die mit der Gipfelflur — ihrer einheitlichen Höhenlage innerhalb einzelner Gruppen und ihrem Schwanken von Gruppe zu Gruppe — auch die grundsätzliche Formbeschaffenheit einheitlich zu erklären sucht, Morphologie und Orographie in inneren Einklang bringend.

Die Annahme fesselt durch ihre Unmittelbarkeit — sie erinnert darin, so verschieden auch die Wege sind, an

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

jene ursprüngliche tektonisch-morphologische Betrachtungsweise, nach der alle die größeren Züge des Reliefs schon bei der Gebirgsbildung angelegt worden wären — und es ist kaum zu bezweifeln, daß ihr großer heuristischer Wert innewohnt und sie fallweise gut anwendbar ist.

In eine Beweisführung für das tatsächliche Zutreffen der Annahme geht PENCK nicht ein, sofern nicht schon der angegebenen Entsprechung zwischen Gipfelflur und Formcharakter Beweiskraft zukommen sollte. Gewiß würde ein allgemeines Übereinstimmen in dieser Beziehung, d. h. Proportionalität zwischen Höhenlage der Gipfelflur und Ausprägungsgrad des Hochgebirgscharakters, die Annahme stützen. In manchen Gebieten ist auch eine solche Entsprechung allem Anschein nach gegeben. In anderen aber entspricht höchstem Ansteigen der Gipfelflur durchaus nicht auch stärkste Ausprägung des Hochgebirgscharakters.

Ein bezeichnendes Beispiel dafür geben die Ötztaler Alpen. Jedem Bergsteiger, der sie durchwandert, fällt auf, daß der allgemeine Formcharakter im Bereiche der Haupterhebungen viel zahmer ist als in den nördlichen Seitenkämmen. Gewiß haben daran Gesteinsunterschiede maßgebenden Anteil, aber auch in annähernd gleich widerstandsfähigen Gesteinspartien macht sich der Gegensatz geltend. Einen gerade in dieser Hinsicht noch bezeichnenderen Vergleich gibt die Hochregion des Zillertaler Hauptkammes mit einer Gipfelflur um 3400 m und die südwestlich daran anschließende Gruppe der Pfunderer Berge mit kaum 3000 m Gipfelflurhöhe. Trotzdem hier zum Abstand der Gipfelfluren noch die ungleich größere Widerstandsfähigkeit des Hauptkammgesteins hinzukommt, sind die Bergformen im Hintergrunde des Valler und Pfunderer Tales schroffer, wilder, die Höhenunterschiede bedeutender als im Hauptkamm. Gehen wir, um Beispiele verschiedenster geologischer Bewandtnis zu gewinnen, in die Südtiroler Dolomiten, so entspricht auch dort dem Gebiete höchster Aufwölbung der Gipfelflur (Marmolata 3360 m) nicht das Höchstmaß der Versteilung. In den Nördlichen Kalkalpen ist das Kaisergebirge ein Beispiel schroffster Hochgebirgsformen bei kaum 2300 m Gipfelflurhöhe. Mit die größten relativen Höhen, höchste und steilste Wandbildung, weisen die Julischen Alpen auf, wie wohl die Gipfelflur weit unter Extremen bleibt (um 2800 m).

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Ganz deutlich gibt sich in allen diesen Fällen ein anderer Umstand als maßgebend zu erkennen: der Abstand von der Erosionsbasis erster (Alpenrand) oder zweiter (große Haupttäler) Ordnung. Liegt die Erosionsbasis weit genug ab, dann kann auch in Gebieten mit sehr hoher Lage der Gipfelflur ein verhältnismäßig zahmes Steilrelief (ja selbst Mittelrelief s. u.) gegeben sein (Ötztaler, Zillertaler Alpen, Marmolata), liegt sie hingegen nahe, dann verbindet sich unter Umständen schon mit niedriger Lage der Gipfelflur stark ausgeprägtes Steilrelief. Aus demselben Grund sind es vor allem auch die Ostalpen, in denen sich beiderlei Gebiete so häufig nicht decken — der Ostalpenstreifen ist breiter, die Erosionsbasis erster Ordnung liegt hier weiter vom Innern ab als in den Westalpen. Noch besser als an Ost- und Westalpen kann man die grundlegende Rolle des Höhen-Breitenverhältnisses an dem Vergleiche mit zentralasiatischen Hochgebirgen kennenlernen; ich habe ihn z. B. auf das Gebirge Peter der Große angewandt[4]).

Von einer allgemeinen, etwa regelmäßigen Proportionalität zwischen Gipfelflurhöhe und Hochgebirgscharakter kann demnach, in den Ostalpen wenigstens, nicht die Rede sein. Unter diesen Umständen gewinnt die Frage nach sonstigen Beweisen Bedeutung.

So verbreitet, man kann fast sagen allgemein, junge Hebungen und überhaupt junge Bewegungen im Alpengebiete nachweisbar sind — daß sie im Sinne des angenommenen Großfaltenwurfes zu deuten wären, erscheint noch in keinem Falle nachgewiesen. Allerdings ist schwer zu sagen, wie überhaupt ein solcher, wenigstens einigermaßen greifbarer Nachweis geführt werden sollte. Strukturelle Beweismöglichkeiten scheiden bei der Weiträumigkeit der angenommenen Bewegungen aus. Es können nur allenfalls morphologische Elemente in Betracht kommen, deren früherer Verlauf abgeschätzt werden kann, wie z. B. Gesimse, die in einer Richtung annähernd quer zur angenommenen Großfaltenachse für längere Erstreckung verfolgbar und dabei in ihrer ursprünglichen Gefällsbeschaffenheit noch annähernd beurteilbar sind. Gewiß haftet der Beurteilung dieser morphologischen Elemente immer eine größere oder geringere Unsicherheit an, man kann aber

[4]) Beiträge zur Geologie Westturkestans. Innsbruck, Wagner 1922, S. 280.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

deswegen doch nicht darauf verzichten, da sonst jede Beweismöglichkeit schwände. Wenn, angenommen, in den Quertälern der Hohen Tauern oder Zillertaler Alpen weithin beständige alte Terrassensysteme gegen den Bereich der Haupterhebung hin eine Aufbiegung beschreiben würden, die einerseits dem raschen Ansteigen der Gipfelflur gegenüber dem Bereich der Vorberge entspräche, anderseits zu stark wäre, als daß sie auf ungestörte fluviatile Gefällsentwicklung zurückgeführt werden könnte, so wäre das so etwas wie ein Beweis für eine nachträglich erfolgte oder weiter gebildete Großfaltung. Nun gibt es alte Terrassensysteme genug und sie steigen auch gegen den Hauptkamm hin an, aber nicht stärker, als es mit der Gefällszunahme taleinwärts vereinbar ist. Gewiß ist es schwierig, aus den erhaltengebliebenen Resten (auch wo man sie nicht erst verknüpfen muß) auf die Gefällsverhältnisse des alten Talbodens zu schließen, indes selbst wenn sie nichts Positives schließen ließen — jedenfalls bieten sie nach bisheriger Kenntnis keine Anhaltspunkte für die Großfaltungsannahme. Verbiegungen aber in solchem Vertikalausmaße auf relativ so kurze Horizontaldistanz, wie es die Schwankungen der Gipfelflur erfordern würden, müßten doch wohl wahrnehmbar sein — wenn anders die Großfaltung jünger ist als die Ausbildung der betreffenden Terrassensysteme; und die von ihr nicht betroffenen Formelemente sind, vom Standpunkte der Alpenentwicklung, zum Teil schon recht alt.

Beiderlei Gesichtspunkte, die Unstimmigkeit zwischen Höhenlage der Gipfelflur und Ausprägungsgrad des Hochgebirgscharakters auf der einen Seite, die Frage der Abbildung irgendwelcher „Großfalten" im Verlaufe alter Formelemente anderseits, führen zur Würdigung eines Elements im zentralalpinen Formschatz, das bei Penck unberücksichtigt geblieben ist: der Hochfluren des „Firnfeldniveaus".

Penck hat wohl die Hochfluren der Nördlichen Kalkalpen in Betracht gezogen und ihnen als einem „Mittelrelief" jene in dem Süd- und am Ostende der Zentralalpen an die Seite gestellt, von einem Mittelrelief im Hauptabschnitte der zentralen Ostalpen aber ist nicht die Rede. Und doch sind gerade auch hier derartige Hochfluren einer der auffallendsten Züge der Landschaft. Man mag sich die zentralen Ostalpen ansehen von welchen Übersichtspunkten immer, noch auffälliger als die Gipfelflur

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

treten die Hochfluren hervor, die unter den obersten, oft nur mehr niedrigen Steilkämmen und Gipfeln, hoch über den Talhängen einwärts ziehen und in den innersten Gründen von beiden Seiten her sich verbinden zu breit ausladenden Schlußböden; in den höher aufragenden Gruppen tragen sie heute noch die Firnfelder der Gletscher, die durch Auffüllung die Flachheit noch steigern — daher CREUTZBURGS[5]) treffende Bezeichnung „Firnfeldniveau" — in den übrigen Gruppen haben sie ehedem als Firnsammler gedient.

Diese Hochfluren sind es einerseits, an denen sich auf das auffallendste die Entfernung der Erosionsbasis auswirkt, indem auch im Hintergrunde größter Täler die auf die letzte Basislage eingestellte Tiefenerosion rückwärts fortschreitend noch nicht über sie hinaus und an die Hauptwasserscheide herangekommen ist, weswegen hier dann trotz hoher Lage der Gipfelflur die Zerschneidung in vielen Fällen noch nicht jenen Grad erreicht hat, wie in Gebieten mit niedrigerer Gipfelflur weiter vorn — die Kammregion wird in diesen Fällen, die in den tirolischen und salzburgisch-kärntnerischen Zentralalpen geradezu die Regel sind, von dem jüngsten Tiefenerosionsbereich noch getrennt durch Zonen hochgelegener Verflachungen. Und dieselben Hochfluren sind es anderseits nach Alter und Ausdehnung, an denen sich in erster Linie die angenommene Großfaltung geltend machen müßte, wenn sie hier wirklich erfolgt wäre, denn die Ausbildung dieser hochgelegenen Verflachungen muß, von aller genaueren Altersbestimmung zunächst abgesehen, doch soweit zurückliegen, daß „junge" Bewegungen sie betroffen haben müßten. Es wären denn diese Hochfluren etwas grundsätzlich anderes als jene in den Nord-, Süd- und am Ostende der Zentralalpen.

Gesichtspunkte, die gegen die grundsätzliche Vergleichung sprechen sollten, müßten erst bekannt gegeben werden. Daß diese weitläufigen Verflachungen lediglich von den Gletschern aus den Gehängen herausgeschliffen worden wären — woran man für einzelne, in Ausbuchtungen eingreifende Teilabschnitte, die Karböden, gedacht hat — kann doch kaum mehr ernstlich in Betracht gezogen werden angesichts der großen Ausdehnung und des Zusammenhangs um trennende Sporne herum; das Eis hat hier nur oberflächlich abschleifend, im übrigen konservierend gewirkt.

[5]) Die Formen der Eiszeit im Ankogelgebiet. Ostalpine Formenstudien 2/I, 1921, S. 14.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Die grundsätzliche Vergleichung schließt noch nicht Altersgleichstellung in sich, wie ja auch PENCK für die von ihm erwähnten „Mittelrelief"-Vorkommnisse betont, sie genügt indes schon, um auch hier von Mittelrelief sprechen zu lassen.

Der Anschein spricht aber vielerorts dafür, daß die Analogie tatsächlich noch weiter, bis in Altersbeziehungen geht. Zwar kann, einstweilen wenigstens, keine genaue, niveaumäßige Parallelisierung vorgenommen werden — dazu sind sowohl die Hochfluren der Zentralalpen wie auch jene der anderen Gebiete zu komplexe Flächensysteme —, die Entsprechung beider im großen aber liegt gebietsweise so nahe, daß die Beweiskraft des objektiven Anscheins durch anderswo und für andere Gebiete gewonnene Erfahrungen hinsichtlich junger Verstellung u. dgl. nicht entkräftet wird.

Von den Hochflurengebieten im S, O und N her stellt sich die Annahme annähernder Gleichalterigkeit der zentralalpinen Hochfluren mit jenen anderen als sehr wahrscheinlich dar. Zunächst hat mich die Verfolgung von S her auf die zentralalpine[6]) Verflachungszone geführt; von dem Mittelrelief der Lessinischen Berge her, das von verschiedenen Autoren als ungefähr gleichalterig mit dem der Koralpe und der nordalpinen Kalkhochplateaus (altmiozän) betrachtet wird, vermitteln Hochfluren im Etsch- und Eisaktale alpeneinwärts bis zu den Firnfeldern der Zentralalpen. Von O her, von der Koralpe, verbinden die Hochfluren der Gurktaler Alpen[7]) zum Firnfeldniveau der Hohen Tauern.

Besonders lehrreich aber ist es, die Hochplateaus der östlichen Nordalpen (Raxalpe—Dachsteinplateau—Tennengebirge) westwärts zu verfolgen. Das gelingt bei aller Verstellung im einzelnen und trotz aller nachträglichen Zertalung doch sozusagen lückenlos bis ins Steinerne Meer und in die Reiter Alpe. Dann tritt eine erste größere Unterbrechung ein. Immerhin aber wird von der Mehrzahl der Forscher auch noch das Plateau des Zahmen Kaiser

[6]) Ostalpine Formenstudien 3/I, S. 45, 63.

[7]) Näheres darüber s. Verh. d. Geol. Bundesanstalt, Wien 1922. Die Haupt-Oberflächensysteme der Ostalpen, S. 52. Seither hat sich AIGNER dieser Auffassung, wenn auch in sehr vorsichtiger Form angeschlossen (Sitz.-Ber. d. Wiener Ak. d. W. Bd. 131, 1922, Sieger-Festschrift 1924). W. SCHMIDT (Jahrb. Geol. Bundesanstalt Wien 1923) allerdings vermutet eine andere Verbindung, ohne aber dafür konkrete Gründe anzugeben.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

demselben, ziemlich übereinstimmend als altmiozän eingeschätzten Flächensysteme (komplexen Sinnes) zugerechnet. Mit dem Zahmen Kaiser aber sollte nach Ansicht mancher das Verbreitungs-(Erhaltungs-)gebiet äquivalenter Flächenreste westwärts enden. Sicher ist nur, daß dem Ausbildungstypus nach ähnliche Flächenreste („Plateaus") westlich des Inn zurücktreten. Das wird ohne weiteres verständlich aus der Änderung des Strukturtypus, die hier eintritt. Der Strukturwechsel erfolgt aber ohne entsprechenden grundsätzlichen Wechsel der tektonischen Niveaus. Daher kann man es als von vornherein unwahrscheinlich hinstellen, daß hier im W morphologische Äquivalente eines weiter östlich so weitläufig und so schön ausgeprägten Flächensystems völlig fehlen sollten. Wohl aber macht der Strukturwechsel auch einen Wechsel in der morphologischen Ausbildungs- und Erhaltungsform wahrscheinlich.

Tatsächlich liegen die Dinge nun so, daß zunächst westlich des Inntales, nur etwas nach SW verschoben, in ähnlicher, fast gleicher Höhe (um 1800 m) wie das „Plateau" des Zahmen Kaiser die strukturell und morphologisch gar nicht so sehr verschiedene Hochflur des Sonnwendgebirges folgt. So wenig man die tektonische Anlage des Inntales auch auf der Querstrecke unterhalb Rattenberg (Inkorrespondenz beider Seiten) verkennen wird, so darf es doch, ehe Gegenteiliges erwiesen ist, als wahrscheinlich angenommen werden, daß sich beiderlei Flächen (im angegebenen weiteren Sinne) entsprechen. Gegenüber dem Sonnwendgebirge, jenseits des Achentales, fällt im Blicke von weitem der stumpfe, geradlinige Kammrand des Staner Jochs auf, der für mehr als 4 km Strecke zwischen 1800 und 2150 m bleibt. Im Karwendel folgt dann um 2000 m heutiger Meereshöhe das so großartig ausgebildete Karniveau, das durchaus nicht nur in den Karsohlen vertreten, sondern besonders schön auch in manchen Jöchern erhalten ist, namentlich auch noch hart am Südrande, gegen das Inntal hin. Es gehört zu den stärksten morphologischen Eindrücken, wenn man sich nach steilem Anstieg von Innsbruck über den oberhalb der Hungerburgterrasse fast ungegliederten Karwendel-Südhang auf der Arzler Scharte (2162 m) oder dem Kreuzjöchl (2121 m) am Rande einer flachwelligen Hochflur (Pfeisalpe) sieht, welche hier den Abschluß des Samertales bildet und nach vorne zu bei 1940 m ähnlich scharf gegen den tieferen Taleinschnitt

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

absetzt — auf ihre ideale Fortsetzung münden die schönen Karböden der Gleirschkette aus. Weiter westlich folgt das schöne breite „Platt" im Wetterstein mit dem Unterrand bei 1900 m, dann die kleine aber prächtige und durch ihre Lage (s. u.) besonders bezeichnende Hochfläche des Simmering (2100—1800 m) bei Nassereit. Ähnlich hoch gelegene (1900—2300 m, bevorzugte Mittellage 2100—2200 m) Verflachungen kehren in großer Zahl und z. T. sehr schöner Ausbildung und Erhaltung in den Talschlüssen der Lechtaler Alpen, bis ins Große Walser Tal hinüber, wieder, man sehe nur die guten Aegerter-schen Alpenvereinskarten[8]) nach. Und kaum erscheinen, am Hohen Ifen, geeignete Strukturen und Gesteine, haben wir hier am Gottesackerplateau auch wieder einen ähnlichen Ausbildungs- und Erhaltungstypus der Altformen wie im Zahmen Kaiser und den östlichen Nordalpen vor uns. Man könnte in diesem Falle nur ev. wegen des stark verschiedenen tektonischen Niveaus (helvetisch) gegen eine Parallelisierung Bedenken tragen.

Weit über den Zahmen Kaiser hinaus lassen sich also den Kalkhochplateaus vergleichbare Reste in den Nordalpen nach Westen verfolgen. Am Inntalrande nun aber treten sie in Beziehungen zum Zentralalpenrelief.

Soweit das Inntal der Grenze zwischen Kalk- und Zentralalpen folgt — in gleicher ungefährer Höhe, in der auf der Nordseite die kalkalpinen Hochfluren ausstreichen, setzen an der Südseite die zentralalpinen ein, ganz unbekümmert um die Verschiedenheit der tektonischen Niveaus und Strukturen.

Schon gegenüber dem Sonnwendgebirge ist das der Fall mit der sanften Hochregion der Skiberge beiderseits des Alpbachtals. Sehr charakteristisch führen gegenüber dem Karwendelgebirge die Seitenkämme der Schieferalpen einer nach dem anderen flach vor bis zu Endpunkten, mit denen in annähernd gleicher Höhe, wie drüben der Ausstrich der Hochfluren am Lafatscher Joch und der Pfeisalpe, unvermittelt das steilere Haupttalgehänge einsetzt. Am schönsten aber vermittelt die Hochfläche des Simmering von den kalkalpinen Hochfluren hinüber zu den gleich

[8]) Beilagen zur Alpenvereinszeitschrift 1906, 1907, 1911—1913.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

hoch gelegenen sanften Vorbergflächen beiderseits der Ötztalmündung.

Die Hochfluren rechts und links des Inntales korrespondieren der Höhenlage nach auffällig. Gewiß ist denkbar, daß sie trotzdem entwicklungsgeschichtlich nichts mit einander zu tun hätten und verschiedenen Alters wären, daß sie gleichsam nur zufällig durch nachträgliche Verstellungen in diese korrespondierende Lage gebracht worden wären. So lange aber für eine solche Annahme nicht sehr triftige Gründe beigebracht sind und sie lediglich auf Erfahrungen in anderen Gebieten beruht, muß doch dem objektiven Anschein die größere Beweiskraft zuerkannt und angenommen werden, daß sich die beiderseitigen Hochfluren nicht nur scheinbar, sondern auch entwicklungsgeschichtlich entsprechen. Dafür spricht auch die gleiche Stellung innerhalb der Serie jeder Seite: hüben wie drüben ist es das oberste, in einigermaßen größerer Ausdehnung erhaltene Verflachungssystem. Ich habe dieses Verhalten besonders auch W. Schmidt entgegenhalten müssen, der, in geistreicher Auffassung, die Ötztaler Masse erst in einer Zeit vorgeschoben wissen wollte, zu der das (auch nach ihm ungefähr altmiozäne) Flächensystem der Kalkhochplateaus schon ausgebildet war. Die „Relation der Serie" gewährt in diesen wie in anderen Fällen ein gutes Kontrollmittel, auf sie kommt es noch mehr an, als auf die Entsprechung der absoluten Höhen. Leider hat sich dieser Gesichtspunkt[9]) in der Alpenmorphologie noch wenig eingebürgert.

Die Auffassung von der Zusammengehörigkeit der Hochfluren beiderseits des Inntales ist bisher zumindest besser belegt, als jede andere Verbindung. So stark auch die jüngeren Verstellungen der Altflächen, insbesondere am südlichen und östlichen Alpenrande, vielleicht auch in manchen Gebieten des Alpeninnern sein mögen, so groß z. B. ohne Zweifel heute der Höhenabstand der mitteltertiären Kalkhochflächen und der annähernd gleich alten, ursprünglich in nur wenig tieferen Bolsonen zum Absatz gekommenen Tertiärablagerungen des Ennstales ist, so wenig können dadurch die Anzeichen entwertet werden, die weiter im Westen für eine Parallelisierung des Kalkhochflächensystems mit den ähnlich hoch gelegenen Altflächen der Zentralalpen sprechen. Über aller Verstellung des jung-

[9]) Vgl. Ostalpine Formenstudien 3/I. S. 61.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

tertiären Formenschatzes und bei aller Intensität und Differenzierung der jungen Bewegungen kommen auf der anderen Seite doch auch noch die Zusammenhänge der alten Formen zum Ausdruck. Es dürfte so sein, wie SCHWINNER[10]) meinte, die Bewegungen waren zwar regional differenziert, hielten sich aber doch in einem gemeinsamen Rahmen.

Doch, wie gesagt, für den springenden Punkt kommt es gar nicht auf die Altersvergleichung an, es genügt die grundsätzliche Analogie — diese verneinen, hieße den Verhältnissen Zwang antun. Stellen wir dem nord- und südalpinen Mittelrelief aber auch nur grundsätzlich das zentralalpine an die Seite, dann wird die Rolle des PENCKschen Großfaltenwurfes in den zentralen Ostalpen sehr fragwürdig. Denn Mittelrelief und Hochgebirge stehen hier auf engstem Raume nebeneinander, das Mittelrelief greift, nur morphologisch meist scharf geschieden, so vielfältig ins Hochgebirge ein, daß die Möglichkeit der Trennung beider im Sinne verschiedener Großfaltentektonik ausgeschlossen werden kann. Die Hochgebirgsregion von heute ragte auch ehedem schon über das Mittelrelief auf, sie ist hier älter als dieses, von der Weiterbildung durch Spaltenfrost und lokale Erosionsvorgänge (Erosionsvorgänge mit ganz lokaler Erosionsbasis) natürlich abgesehen. Was, wie PENCK betont, nicht für die Alpen im ganzen gilt, für die Hochgebirgsformen trifft es zu: sie sind Ruinen eines früheren Bauwerks.

Ohne Zweifel ist die Möglichkeit einzuräumen, daß gebietsweise Mittelrelief und Hochgebirge gemeinsam Aufwölbungen im Sinne des Großfaltenwurfes unterworfen waren oder sind — auch wenn sie sich nicht näher nachweisen lassen — eine Annahme, die besonders dort anwendbar scheint, wo das zwischen Tal und Hochgebirge geschaltete Mittelrelief ceteris paribus rascherer Durchschneidung und Aufzehrung als in anderen Gebieten anheim gefallen ist oder derzeit unterliegt; erst dann kann eben überhaupt das Hochgebirge in den Bereich des Rückwärtseinschneidens stärkerer Wasserkräfte wirksam einbezogen und damit stärkerer Zergliederung zugeführt werden. Aber auch da wird es sehr schwierig sein, zu entscheiden, ob wirklich nachträgliche oder noch andauernde Hebung im Spiele ist oder ob es sich nicht lediglich um das Fortschreiten des Ausgleichs handelt, den eine im wesentlichen

[10]) Ostalpine Formenstudien 3/II, 1923, S. 127.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

schon früher abgeschlossene Hebung erforderlich gemacht hat. Theoretisch kann wohl nach wie vor auch mit der letzteren Annahme das Auslangen gefunden werden, Schneiden, die nicht so oder durch Frostverwitterung erklärt werden könnten, müßten erst bekannt gegeben werden.

Wie immer sich aber schließlich Gipfelflur, Großfaltung, Mittelrelief zu einander verhalten mögen, jedenfalls gehört auch das Mittelrelief der Zentralalpen mit zu einem der wichtigsten Züge im Antlitz der Alpen. Wenn sich seine Erkenntnis noch wenig durchgesetzt hat, so ändert das nichts an der Großzügigkeit der Erscheinung in der Natur — Eduard Richter hatte auch sie schon erfaßt, erst in der Zeit nach ihm ist die Würdigung dieses Formelements zufolge stärkerer Betonung anderer merkwürdig abhanden gekommen. Im ganzen ist damit das Mittelrelief als Zug im Antlitz der Alpen der Gipfelflur mindestens gleichwertig, für das Ostalpengebiet glaube ich gezeigt zu haben, daß junge Großfaltung, soweit sie überhaupt stattgefunden hat, beide gemeinsam betroffen haben müßte und nicht erst durch sie oder nachher Hochgebirge und Mittelrelief voneinander geschieden worden wären.

Ein Fall, wo die Entwicklung zum Hochgebirge wahrscheinlich jünger ist als das Mittelrelief, wurde letzthin durch einen interessanten Fund K. Leuchs[11]) bekannt. Leuchs fand am Kopftörl (2058 m) in dem heute durchaus hochgebirgigen Wilden Kaiser Reste von Augensteinschottern. Auch wenn die beliebte Ableitung der Augensteinschotter von alten zentralalpinen Flußläufen, die die Kalkhochplateaus überquert hätten, endlich einmal auf die wenigen Fälle beschränkt werden wird, in denen sie vielleicht zutrifft, bleibt doch wahrscheinlich, daß auch im Wilden Kaiser der Ablagerung der Augensteinschotter eine ähnliche Mittelreliefbildung vorausgegangen ist, wie in den Augensteingebieten weiter östlich, und daß dieses Mittelrelief hier seither völlig zerstört — vielleicht zufolge stärkerer Hebung — und in ein Steilrelief umgewandelt worden ist. Den heutigen Gipfelhöhen nach — verglichen mit dem Plateau des Zahmen Kaiser — braucht die ev. Hebung gar nicht bedeutend gewesen zu sein.

Den Großfaltenwurf läßt Penck zufolge tangentialer Bewegungskomponenten begleitet sein von einem „Klein-

[11]) Verh. d. Geol. B.-A., Wien 1924, S. 201.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

faltenwurf". PENCK versteht darunter Störungen, die den Großfalten untergeordnet sind, Quetschungen und Einklemmungen im Bereiche der Großmulden, deren Überschiebung von den Seiten her — man ist fast an AMPFERERS Reliefüberschiebungen erinnert —, auch beträchtliche Vertikalverwerfungen. Nur für letztere führt PENCK ein konkretes Beispiel an, das aber nicht sehr glücklich ist: der angeblichen Bruch, mit dem das Eibseer Gelände neben dem Wetterstein in die Tiefe gesunken sei. Nach der geltenden tektonischen Auffassung liegen hier nicht verworfene Schollen nebeneinander, sondern Decken übereinander.

Während sich die Gebirgsstruktur großenteils erstaunlich wenig in den großen Zügen der Oberflächengestaltung äußere, sei der Großfaltenwurf für letztere richtunggebend. „Von den Großsätteln strahlen die Täler aus; in den Großmulden laufen sie zusammen". Dieser Annahme oder wohl vielleicht mehr Ausdrucksweise steht die Tatsache gegenüber, daß doch fast alle die großen Längstäler der Alpen schon strukturell angelegt sind; man denke nur z. B. an das Walliser Rhonetal und seine Fortsetzung nach Chur, an die großen Längstalzüge im Norden und Süden der zentralen Ostalpen u. s. f. In diesen und ähnlichen Fällen könnte die Großfaltung nur älteren Strukturzonen gefolgt sein. Und auch die Großsättel stehen verschiedentlich nicht außer Beziehung zur Tektonik, im Deckenstapel der Penninischen Alpen z. B., im Bereich der axialen Aufwölbung des Berner Oberlands u. s. f. Allgemein scheint der Großfaltenwurf, soweit er überhaupt zutrifft, nicht jenen Grad von Selbständigkeit und Unabhängigkeit gegenüber der älteren, strukturbildenden Tektonik zu besitzen, den PENCK annimmt. Darin liegt vielleicht der Schlüssel zur Lösung der Widersprüche, zu denen die Würdigung des Mittelreliefs führt: daß der Großfaltenwurf bezw. das, was sich von ihm als tatsächlich zutreffend erweist, älter ist als das Mittelrelief, den strukturbildenden Bewegungen sehr bald gefolgt oder aber überhaupt nicht scharf von ihnen zu trennen ist.

Anderseits aber sind gerade die Schlüsse bemerkenswert, zu denen PENCK aus der jugendlichen Einschätzung des „Großfaltenwurfs" heraus hinsichtlich der eiszeitlichen Formentwicklung kommt. Andauernde Hebung sei das Maßgebende für die Aus-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

schleifung trogförmiger Täler gewesen. „Das typische Trogtal ist auf sich hebende Großsattelregionen beschränkt". In den Großmuldenbereichen hingegen, den großen Haupttälern, sei die glaziale Erosion gering gewesen. „Es wechseln in den Alpen Stellen großer und geringer glazialer Erosion und begreiflich wird, warum die einen von sehr starker Glazialerosion sprechen und die andern sie verneinen". Damit erscheint auch seitens PENCK die Anpassung an Befunde ausgesprochen, die im Lauf der letzten Jahre immer stärker auf Einschränkung der Rolle hinwiesen, die der Gletschererosion für die eiszeitliche Talbildung zuzusprechen ist. Seitdem PENCK die älteren Angaben AMPFERERS bestätigt hat[12]), daß im Inntale z. B. zwei Vergletscherungen, Würm- und Riß-Gletscher, nicht imstande waren, die Schuttmassen der Höttinger Breccie hinwegzuschaffen, und der Würm-Gletscher selbst von den losen Inntalschottern noch die breiten Terrassen stehen gelassen hat, war die Annahme einer allgemein starken Gletschererosion in den Alpentälern unhaltbar geworden. Und auch da, wo sie PENCK noch gelten zu lassen scheint, in den Trogtälern, verschiebt sich mit der neuen Auffassung auch für ihn zumindest die Ursache der Talvertiefung, es ist nicht mehr die Vergletscherung an sich, die die Trogform prägt, sondern es bleibt dem Gletscher nur mehr die Ausführung einer durch Hebung verursachten Talvertiefung. Hierfür bedarf es aber keines besonderen „Großfaltenwurfes" im PENCKschen Sinne, sondern nur überhaupt junger, quartärer Hebung, sei es nun, daß die Zentralalpen etwas stärker davon betroffen wurden oder daß sich die Hebung lediglich um so stärker geltend macht, je näher dem rechten Winkel die Täler zu einer dem Alpenstreichen folgenden Hebungsaxe verlaufen — es dürfte kein Zufall sein, daß die Trogform am schönsten in den reinen Quertälern der Hohen Tauern und Zillertaler Alpen ausgeprägt ist. Hebung, wie immer sie erfolgte, hat zum Einschneiden eines neuen tieferen Tales in das höhere, mit Trogkanten, Trogschultern, Trogplatten erhaltene ältere Tal geführt, je reiner der Quertalverlauf ist, desto schärfer konnten auch die Kanten

[12]) A. PENCK, Die Höttinger Breccie und die Inntalterrasse nördlich Innsbruck. Abh. d. Preuß. Akad. d. Wiss., Jahrg. 1920, Phys. Math. Kl. Nr. 2, Berlin 1921.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

gegen das frühere ältere Tal ausgebildet werden und erhalten bleiben, während ihre Abstumpfung um so wahrscheinlicher ist, je näher dem Strukturstreichen der Talverlauf steht.

Mit Hebung versuchen die Gegner der rein glazialen Trogtheorie schon seit langem den Komplex der Erscheinungen zu erklären. Hebung ist nunmehr auch im Sinne Pencks das Ursächliche, Maßgebende. Der Meinungsstreit beschränkt sich jetzt wirklich nur mehr auf das Verhältnis des fluviatilen und des glazialen Anteils an der Vertiefungsarbeit.

Auch sonst erscheint nun auch nach Pencks Auffassung wenigstens im Prinzip manches von dem, was früher als charakteristisch glazialer Formbestand galt, schon der prädiluvialen Entwicklung zugestanden, Stufenbildungen, Hängetäler z. B. Mehr und mehr tritt die morphologische Rolle der Eiszeit wieder zurück und der Anteil hervor, den schon jungtertiäre Zeit an der Formprägung hat.

Anschließend berührte Penck auch die vermutlich isostatischen Talverbiegungen während der Eiszeit im Inn- und Isartale (vgl. Zeitschr. d. D. Geol. Ges., 1924, S. 236 f.) und das regressive Stadium, das die Einbiegung hier mit sich gebracht hat, um dann an den Schluß des Vortrages eine Mitteilung zu setzen, die, wenn schon der Fall vorerst vereinzelt und größere Bedeutung für das Antlitz der Alpen zunächst noch nicht ersichtlich ist, doch eine neue Note in die Alpenmorphologie bringt: daß auch Vulkanismus an der Prägung des Formschatzes der Alpen Anteil hat.

Schon Adolf Pichler[13]) hatte im Jahre 1863 bei Köfels im Ötztale Bimssteine gefunden und auf eine junge, postglaziale Eruption hingedeutet. Dreißig Jahre später hat A. Trientl[14]) wieder die Aufmerksamkeit auf dieses Vorkommen gerichtet und mit der Bimssteineruption die großen Ötztaler Bergstürze in Zusammenhang gebracht. Erst vor zwei Jahren jedoch konnte das postglaziale Alter durch W. Hammer[15]) mittels künstlicher Aufschlüsse, welche die Wiener Akademie der Wissenschaften finanzierte, einwandfrei festgestellt werden. Penck blieb es vorbehalten,

[13]) Verh. d. Geol. Reichsanst., Wien 1863, S. 77.
[14]) Tiroler Landzeitung 1895, Nr. 50.
[15]) S.-B. d. Wiener Ak. d. W., math.-natw. Kl., Abt. I, 132. Bd., 1923, S. 329.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

auf einer der geologischen Exkursionen, welche vor der Naturforschertagung veranstaltet wurden, die morphologische Seite des Vorkommens voll zu erkennen, daß nämlich nicht nur der große Bergsturz im „Maurach" bei Umhausen mit der Eruption in Zusammenhang stehe, sondern geradezu ein vulkanischer Explosionstrichter nach Art der Maare vorliege.

Hatte PENCK bisher immer die eiszeitliche Formentwicklung in den Vordergrund gestellt und den morphologischen Einfluß der Gletscher betont, so liegt ein Grundzug seiner neuen Ausführungen in der starken Hervorkehrung des nicht glazialen Anteiles.

Wenn man sich erinnert, welche maßgebende Rolle bis in die allerjüngste Zeit von Geographen, die PENCK nahestehen, z. T. seiner Schule entstammen, für die alpine Formentwicklung gerade der eiszeitlichen Vergletscherung zugedacht wurde — PENCK selbst hat sich in den strittigen Fragen immer viel zurückhaltender geäußert — und wie beharrlich von dieser Seite gegen jene anderen Ansichten angekämpft wurde, die die Wirksamkeit der eiszeitlichen Gletscher auf mehr dekorative Kleinarbeit beschränkt wissen wollten, so muß es geradezu als eine Art Wendepunkt in der Geschichte der morphologischen Alpenforschung bezeichnet werden, wenn nun PENCK selbst zusammenfassend erklärt: „Das Antlitz der Alpen steht in vieler Abhängigkeit von der Eiszeit, aber was diese Periode ihrer Geschichte gezeitigt hat, sind im Grunde genommen doch nur Verzierungen in den größeren Formen der Täler, den durch die Denudation erweiterten Einschnitten des rinnenden Wassers".

Ihren Hauptausdruck fand die Gletscherschurftheorie in der Annahme, die Alpen hätten erst durch die eiszeitliche Vergletscherung ihren Hochgebirgscharakter, ihre Schärfen und Steilformen erhalten, vorher wären sie ein sanftes, mehr minder ausgeglichenes Mittelgebirge gewesen, — eine Ansicht, wie sie z. B. E. BRÜCKNER[16]) in seinem Vortrage in der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin am 6. Januar 1923 vertreten hat, unter besonderer Betonung des Gegensatzes zu mir. Gerade auch in dieser Frage bringt der PENCKsche Vortrag eine Annäherung — auch nach ihm

[16]) Z. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1923, S. 81.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

ist die Hochgebirgsentwicklung nicht mehr so jüngsten Datums, vor allem aber ist sie zur Hauptsache in junger Hebung und nicht in der eiszeitlichen Vergletscherung begründet.

Innsbruck, Februar 1925.

[Manuskript eingegangen am 21. Februar 1925.]

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

16. Gemeinsame Züge und Verschiedenheiten in den Profilen des Karbons der paralischen und limnischen (Binnen-)Kohlenbecken.

(Vortrag, gehalten am 11. August 1925 auf der Hauptversammlung in Münster i. Westf.)

Von Herrn W. GOTHAN in Berlin.

(Mit 2 Tabellen.)

In dem Titel selber liegt zwar schon der Hinweis auf eine Verschiedenheit des Karbons zweier unter dem Namen paralischer und limnischer Steinkohlenbecken enthalten: Nämlich das Auftreten mariner Einlagerungen in den im übrigen terrestrischen Schichten des Profils der paralischen Kohlenreviere im Gegensatz zu den limnischen Kohlenbecken, wo marine Einlagerungen fehlen. Auf diese Eigentümlichkeiten soll hier, da sie ja allbekannt sind, nicht weiter eingegangen werden, sondern es sollen eine Reihe von anderen Beziehungen bzw. Verschiedenheiten in der Entwicklung der Profile sowohl der paralischen als auch der limnischen Steinkohlenbecken ans Licht gezogen werden, die zum Teil noch wenig beachtet oder bekannt sind, aber gleichwohl als große gemeinsame Züge die Beachtung ebenso sehr verdienen als die Eigenschaften der Steinkohlenreviere, die ihnen den Namen paralische und limnische eingetragen haben.

Da ich auf diese Eigenheiten durch die frühere Beschäftigung mit der oberschlesischen Steinkohlenflora aufmerksam wurde, so soll zunächst mit einer Betrachtung des Profils dieses Steinkohlenbeckens begonnen und von ihm dann auf die anderen paralischen Becken übergegangen werden. Das oberschlesische Becken ist zu der Betrachtung des Karbonprofils im ganzen recht gut geeignet, da bei ihm die produktive Entwicklung, die Flözführung, bereits unmittelbar über dem Kulm beginnt, wenn diese auch in dem Becken selbst in den tiefsten Schichten sehr ungleichmäßig stark vorhanden ist und, ohne daß eigentlich flözleere Schichten auftreten, hinaufzuverfolgen ist

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

bis zu den höchsten Schichten des dortigen Karbons, die ich früher als Chelmer Schichten bezeichnet habe, nach dem Orte Chelm in der Nähe der damaligen galizischen Grenze. So gleichmäßig fortlaufend, wie man nach der Entwicklung des Profils erwarten sollte, ist die Entwicklung der Fossilführung selber jedoch nicht. In den unteren Schichten dieses Beckens, dem als Ostrauer Schichten, Randgruppe usw. bezeichneten gewaltigen Komplex unterhalb der Sattelflöze, ist eine schon seit Stur bekannte, in ihrem Charakter einheitliche Flora vorhanden, ebenso in dem Teil über den Sattelflözen. Die Sattelflözflora selbst schließt sich an diese jüngere als Muldengruppe bekannte Schichtenfolge an.

Es erübrigt sich hier, eine Anzahl von Formen der hangenden und liegenden Schichten aufzuzählen, die sich aus den Sturschen und meinen eigenen Bearbeitungen mit Leichtigkeit herauslesen lassen. Das wichtige für uns ist hier, die Tatsache herauszuholen, daß in der Fortentwicklung der Flora von unten nach oben an einer Stelle gewissermaßen der Faden abreist, und daß ein Hiatus entsteht, indem oberhalb eines verhältnismäßig wenig mächtigen Schichtenkomplexes von den früheren Arten nichts mehr zu spüren ist und eine neue Florengemeinschaft auftaucht. Wie ich bereits 1913 bei der Bearbeitung der oberschlesischen Flora auseinandergesetzt habe, liegt dieser Bruch in der Florenentwicklung direkt unterhalb der Sattelflöze. Ich möchte hier die wichtigen Zeilen aus meiner damaligen Arbeit zitieren a. a. O., S. 238: „Gegen die Randgruppenflora ist die Sattelflözflora scharf geschieden. Wenn man noch etwas von den Horizonten im Liegenden des Pochhammerflözes zur Sattelgruppe rechnen will, so kann dies nur für den unmittelbar liegenden Stigmarienschiefer des Flözes in Frage kommen. Denn schon 3—10 m unterhalb des Flözes, wo die ersten brauchbaren Pflanzenreste unterhalb des Flözes auftauchen, erscheint mit mathematischer Pünktlichkeit die Randgruppenflora, wie *Neuropteris Kosmanni*, *Neuropteris Bogdanowiczi*, *Rhodea tenuis*, *Sphenopteris Stangeri*, *Larischi* und *Schlehani* usw., alles echte Randgruppentypen. Der Schnitt ist für die Flora tatsächlich mathematisch scharf, da niemals einer der Typen im Hangenden des Pochhammerflözes gefunden ist. In Russisch-Polen, wo die Sattelflöze öfters durch Scharung als ein einziges Flöz (Redenflöz) auftreten, hat man auf diese Weise das wohl

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

in der Welt einzig dastehende Verhältnis, daß im Hangenden desselben Flözes Westphalien-Flora (i. e. Muldengruppenflora) im Liegenden Randgruppenflora auftritt, zum Teil mit Arten des Waldenburger Liegendzuges, zum Teil mit Sondertypen". Auch STUR hatte ja schon den Gegensatz der jüngeren und älteren Flora in Oberschlesien stark empfunden und die ältere mit in seine Kulmflora hineinbezogen, an die sie sich unten in der Tat ganz allmählich anschließt, wie man besonders in der Pflanzenführung der Hultschiner und Petzkowitzer Flöze sieht, wo *Lepidodendron Veltheimi* und *Asterocalamiten* noch häufig sind.

Die Frage, wie dieser Einschnitt in der Florenentwicklung oberhalb der Randgruppe zu erklären ist, ist ungelöst, sicherlich ist er vorhanden; und zwischen dem Auftreten der jüngsten Randgruppenformen und der Sattelgruppenflora ist daher ein ganz gewaltiger Zeitraum anzunehmen.

Wenn man an die Verhältnisse in Russisch-Polen denkt, wo nur das eine Sattelflöz: Reden auftritt, könnte man auf den Gedanken kommen, daß während der Ablagerung dieses sehr mächtigen Flözes die Umwandlung der Flora stattgefunden habe. Dies ist aber nicht der Fall. Denn die Beobachtungen in dem Gebiet weiter westlich, wo die Sattelflözpartie mehrere hundert Meter mächtig wird, und in 4—5 Teilflöze aufgespalten ist, lehren uns, daß über dem Pochhammerflöz, d. h. dem liegendsten Sattelflöz, keine Randgruppenformen mehr auftauchen, daß also die Entwicklung der Randgruppenflora bereits unterhalb des Pochhammerflözes abgebrochen ist.

Meine Absicht, weitere Untersuchungen in Oberschlesien betreffs des unmittelbar liegenden Stigmariabodens des Pochhammerflözes usw. anzustellen, sind leider durch die neuen Verhältnisse in Oberschlesien nicht ausgeführt worden. Insbesondere wollte ich das Vorhandensein oder Fehlen von *Stigmaria stellata* im Liegenden des Flözes feststellen, einer Art, die ebenfalls zu den Charakterarten der Randgruppe gehört, um zu sehen, ob das unmittelbar Liegende des Flözes schon Randgruppencharakter trägt, was ich nicht glaube.

Soviel man sieht, ist von einer Diskordanz oder einer Schichtenlücke in der obersten Randgruppe nichts bekannt. In gleichmäßigem Fluß geht die Ablagerung der Schichten nach oben weiter, und man ist erstaunt, unter diesen Verhältnissen einen „paläontologischen Abbruch"

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

wahrzunehmen. Es sind zwischen den Schichten, in denen die Randgruppentypen nach oben abschließen, marine Einlagerungen vorhanden, wie überhaupt in der Randgruppe. Solche marinen Einlagerungen brauchen meist zu ihrer Aufhäufung eine viel größere Dauer an Zeit als gleich mächtige, rein terrestrische Ablagerungen. Aber, wenn wir auch diesen Verhältnissen Rechnung tragen, so vermag das doch nicht einen direkten „paläontologischen Abbruch", d. h. einen fundamentalen Wechsel in der Flora durch das Verschwinden der Ostrauer Formen zu erklären, denn wir wissen, daß mächtige marine Einschaltungen, wie der bis 35 m mächtige marine Horizont über dem Flöz Aegir im Ruhrrevier, keine derartig fühlbare Lücke in die Entwicklung der Flora reißt oder zu reißen braucht, wie gerade aus den neueren Untersuchungen hervorgeht. Und ähnlich ist es da mit den marinen Horizonten in der Magerkohle und auch in der oberschlesischen Randgruppe selbst. Interessant ist für die oberschlesischen Verhältnisse, daß der „paläontologische Abbruch" zusammenfällt mit dem Beginne nicht nur einer neuen Pflanzenwelt, sondern mit dem Beginne neuer allgemeiner Verhältnisse, die sich darstellen in dem Beginn der mächtigsten Flözentwicklung, die wir in den westeuropäischen Becken überhaupt kennen, der Sattelflözgruppe Oberschlesiens; auch das Nebengestein der Flöze wird anders als in der Randgruppe.

Die Frage ist nun, wie sich zu dieser auffallenden Erscheinung die anderen paralischen Kohlenbecken in ihren Profilen stellen. Da ergibt sich die merkwürdige Tatsache, daß auf der anderen, westlichen Seite des Gesamtkomplexes der paralischen mitteleuropäischen Becken sich genau die gleiche Erscheinung zeigt mit ganz ähnlichen Unverständlichkeiten, nur daß hier mit dem „paläontologischen Abbruch" keine mächtige Flözbildung beginnt, im Gegenteil diese sehr spärlich bleibt oder gar aussetzt. Kidston hatte dieses Verhältnis schon sehr früh erkannt; soviel mir bekannt, hat er zuerst 1893/94 (Proc. Roy. Phys. Soc. Edinb. XII. S. 204, 1894) diesen Umstand hervorgehoben. Neuerdings kommt er in der Einleitung zu seiner großen, leider durch seinen Tod unvollendet gebliebenen britischen Karbonflora darauf zurück. Ich gebe hier die in Betracht kommenden Stellen aus dieser Publikation wieder (Fossil Plants of the Carboniferous Rocks of Great Britain. Mem. Geol. Surv. Great Britain. Palaeont. Bd. II, Teil 1, S. 10/11).

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

„It has been found from the examination of the fish fauna (also Fauna auch!) and the fossil plants from the Roslin Sandstone Group („Millstone Grit") around the Midlothian Basin that the Lower Carboniferous forms extend up into the Roslin Sandstone for about one third of its thickness, and that the upper two-thirds con-

Tabelle I.

Paralische Becken

	Oberschles.	Ruhr	Aachen	Holl.-Limburg	Belgien	Nord-Frankreich	England-Schottland
Rotliegendes	(Karniow.-Kalk etc.)	fehlt	fehlt	fehlt	fehlt	fehlt	fehlt
Ober. Ober-Karb. (Stefanien)	fehlt	fehlt	fehlt	fehlt	fehlt	fehlt	fehlt
Mittl. Ober-Karbon (Westfalien)		Piesberg Jbbenbüren					Radstock
				Maurits		C	
		Aegir			Flénus Petit Buisson	Rimbert	Transition
	Mulden-gruppe	Bismarck		Hendrik		B	
		Katharina	Fl. 1 (6) Maria		Ass. de Charleroi	Poissonière	Middle Coal meas.
		Sonnenschein	Steinkn.-Padtkohl.	Wilhelmine	Fl. Stenaye		
	Sattelflöze	Neuflöz	Außenwerke		Ass. de Chatelet	A_1	Lower Coal meas.
	Pochhammer	Flözleeres		Baarlo			
Pal. Abbruch			Wilhelminefl.		Andenne	A_2	Millstone grit
? Unt. Ober-Karbon	Ostrauer Schichten (Randgruppe)	Unterstes Flözleeres	Walhorn. Schichten	Baarlo	H1a (Choquier)	Bruille	? Carboniferous limestone
Unt. Karbon	Kulm	Kulm-Kohlenk.	Kohlenkalk	Kohlenkalk	Kohlenkalk	Kohlenkalk	Calciferous Sandstone

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

tain only Upper Carboniferous forms with the exception of one or perhaps two doubtful species which extend a short distance higher up. A similar palaeontological break („paläontologischer Abbruch") has also been observed in the so-called „Millstone Grit" of Lanarkshire und Ayrshire, and part at least of the „Millstone Grit" of the Titterstone Clee Hill coalfield".

Ein ähnliches Verhältnis („sudden disappearance of the Lower Carboniferous plants and the equally sudden appearance of Upper Carboniferous species") hat KIDSTON in Congleton-Leek Distrikt in North Staffordshire bemerkt. In diesem Bezirk gehen die Pflanzen des Upper Carboniferous bis 50 Fuß unter den „Fifth Grit", dann folgen ungefähr 60 Fuß fossilfreies Gestein und dann erscheint plötzlich eine typische altkarbonische Flora. Keine Vermischung der Arten findet statt, und es ist auch keinerlei Diskordanz zwischen den beiden jung- und altkarbonischen Schichten zu bemerken.

„The sudden disappearance of one flora and the equally sudden appearance of another is one of the most remakable facts in Vegetable Palaeontology, and one for which I can offer no satisfactory explanation." Wesentliche Verschiedenheiten des Gesteins beider so verschiedenaltriger Ablagerungen sind auch nicht zu bemerken.

Die Frage ist nun sehr naheliegend: Wie verhalten sich zu dieser Angelegenheit die sonstigen paralischen Reviere Mitteleuropas? Also der französisch-belgische und der Aachener und Ruhrkomplex? Können wir auch da einen solchen paläontologischen Abbruch feststellen? Man sollte es meinen und sogar fordern, daß dem so ist, da es sich ja in dem oberschlesischen und dem englischen Becken gewissermaßen um die Eckpfeiler der paralischen Becken Mitteleuropas überhaupt handelt und die anderen dazwischen liegen. Trotzdem sind die Verhältnisse in diesem Zwischenkomplex noch nicht so durchsichtig, was allerdings wohl zum größten Teil auf die Spärlichkeit der Fossilienführung in diesen Schichten zurückzuführen ist.

Am wichtigsten sind hier als ein Fühler in dieser Richtung die Verhältnisse der Pflanzenführung der Etage H_1a, der Chokierstufe in Belgien zu nennen, wo aus dem Becken von Mons bei dem Orte Baudour Aufsammlungen in diesen Schichten gemacht sind, über die RENIER schon vor längerer Zeit mehrmals etwas bekanntgemacht hat, ohne daß es indes zu einer Nachprüfung und genaueren

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Durcharbeitung der Funde gekommen wäre. Unter den dort gefundenen Pflanzen sind ganz zweifellos eine Anzahl Formen des Altkarbons vorhanden, wie *Lepidodendron Veltheimi*, *Adiantites oblongifolius*, *Sphenophyllum tenerrimum*, an anderen Stellen in H_1a noch *Asterocalamites*, und ebenfalls *Lepidodendron Veltheimi*, die bereits durch Abbildungen von Renier belegt sind — ich habe sie übrigens selbst früher flüchtig in Mons gesehen; daneben werden von ihm aber eine Menge von Arten angegeben, die mit diesen altkarbonischen Formen nichts zu tun haben, sondern der jungkarbonischen Flora angehören, die aber an der gleichen Stelle und beim Treiben der gleichen Strecken oder Schächte gefunden worden sind, die als „tunnels inclinés", also jedenfalls tonnlägige Schächte oder dgl. bezeichnet werden. Man könnte geneigt sein, hier eine „Mischflora", wie sie besonders H. Potonié gesucht und z. B. für die Sattelflözschichten Oberschlesiens angegeben hat, zu erblicken, wenn man nicht jetzt wüßte, daß eine solche Mischflora von dieser heterogenen Art gar nicht nachzuweisen ist. So scheint mir hier die Annahme am wahrscheinlichsten, daß hier in gar nicht weit übereinanderliegenden Schichten, die von den Sammlern an Ort und Stelle nicht auseinander gehalten worden sind, einmal die höheren mittelkarbonischen (Westphalien-)Formen, andererseits die älteren Unterkarbonformen nicht auseinandergehalten worden sind, sondern das ganze als e i n e Flora gesammelt worden ist. Da es sich bei der Aufeinanderfolge der alten und jüngeren Flora in England sowohl wie in Oberschlesien nur um einige Meter Schichtendifferenz handelt, so ist eine Vermengung sehr leicht möglich, wenn die Stücke nicht Meter für Meter bezeichnet wurden. Dies ist aber offenbar bei Baudour nicht geschehen und konnte auch wohl nicht erwartet werden, da die jetzige penible Fragestellung betreffs des plötzlichen Auftretens der Westphalienflora nicht bekannt oder erwartet war.

In den anderen westlichen Steinkohlenbecken sind die Kenntnisse der Fossilienführung, wenigstens, was die Flora anbetrifft, aus den entsprechenden Schichten noch sehr dürftig. Im Ruhrrevier ist z. B. auch im tiefsten Flözleeren noch keine eigentliche Flora von altoberkarbonischem Alter mit Sicherheit bekannt geworden, wogegen echte Kulmformen in dem Aprather Kulm bei Elberfeld sehr wohl bekannt sind. Ich will daher hier noch nicht weiter darauf eingehen, sondern hervorheben, daß ich glaube, daß

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

auch dort die Verhältnisse ähnlich liegen wie in England, Oberschlesien und Belgien. Es ist anzunehmen, daß wir aus den sehr vollständigen Profilen der Bohrungen im holländischen (limburgischen) Karbon Hinweise auf unsere Frage bekommen werden. Günstige Funde und planmäßiges Verfolgen derselben werden uns in Zukunft hoffentlich auch über ähnliche Verhältnisse im Ruhr- und Aachener Karbon aufklären. Ich verweise in dieser Beziehung auf meine Äußerungen im Jahrbuch der Preuß. Geol. L.-A. 42, 1921, S. 300 ff. (in der Paeckelmannschen Arbeit über Oberdevon und Unterkarbon des Südflügels der Herzkamper Mulde). Auch im Ruhrgebiet muß der Horizont dieses „Abbruchs" sehr tief im Flözleeren stecken, da z. B. im Flözleeren der Ziegelei am Haken (Üllendahl, a. a. O. S. 301) noch *Mariopteris acuta* und *Neuropteris Schlehani* vorkommen, die ja auch Renier aus der Andennestufe aufführt, aber nicht mehr in den ebendort anstehenden „Hangenden Alaunschiefern"; letztere gehören nach der Fauna der Chokierstufe an, haben aber an Flora bisher sehr wenig geliefert. Erstere sind unglücklicherweise durch eine Störung abgeschnitten. — Das Aachener Karbon scheint bei der Beschaffenheit der tieferen Schichten die geringste Hoffnung dazu zu erwecken. Im Indebecken sind in den älteren Schichten des dortigen Karbons nennenswerte Pflanzenfunde nur aus den Wilhelmineflözen des danach benannten Horizontes zu verzeichnen. Als besonders charakteristische Pflanze fällt darin, wie ich schon früher hervorgehoben habe, *Pecopteris aspera* auf, die in Belgien an einer ganzen Anzahl von Fundorten, die auf den Flözchen der Andennestufe (H_1b) bauen, charakteristisch ist. Da gegen die Stellung der Wilhelmineflöze in die Stufe H_1b auch sonst nichts zu erinnern ist, so muß man schließen, daß der „paläontologische Abbruch" für Aachen noch unterhalb der Wilhelmineflöze angenommen werden darf. Er wird sich aber direkt bei dem Mangel an Pflanzenfossilien in diesen Schichten kaum nachweisen lassen. Bemerkenswert ist noch, daß sich auch in Nordfrankreich im gleichen Horizont (Annoeullin), wie schon Zeiller erkannt hat, die Pecopteris aspera besonders bemerkbar macht. Für das nordfranzösisch-belgisch-Aachener Karbon scheint also die Andennestufe mit *Pecopteris aspera* einen besonders charakteristischen Horizont zu bilden.

Unter den limnischen oder Binnenbecken haben wir in Deutschland nur eins, dessen Karbonschich-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

ten ähnlich wie bei den paralischen sich bis in den Kulm bzw. den Kohlenkalk hinunter verfolgen lassen: das niederschlesische Becken. Obwohl, wie wir sehen werden, dieses Becken sich in seinem sonstigen Verhalten an die übrigen limnischen anschließt, folgt es doch im unteren Karbon dem oberschlesischen insofern, als einmal auch hier über dem Kulm eine eigentliche Flözführung beginnt (Waldenburger Schichten) und andererseits sich auch hier ein „paläontologischer Abbruch" in einem Horizont nachweisen läßt, der zeitlich mit dem oberschlesischen einigermaßen zusammenfällt. Die Flora der Waldenburger Schichten entspricht der der Ostrauer Schichten, der der Randgruppe Oberschlesiens, wenigstens den unteren, wie schon seit Stur bekannt ist. Über den Waldenburger Schichten folgen die Weißsteiner Schichten, an deren Basis sich ein zeitweilig gebautes Flöz oder mehrere Flözchen finden, die als Concordiaflöz[1]) bei Landeshut, Günstig Blick-Flöz bei Reichhennersdorf gebaut wurden, aus denen eine immerhin ausreichende Flora bekannt geworden ist, die keine Ostrauer Formen, sondern Hangendzugformen enthält, etwa vom Alter der westfälischen Magerkohle. Eine Übergangsflora zwischen dieser und der Waldenburger existiert in Niederschlesien nicht. Hier ist aber der paläontologische Abbruch leicht verständlich, denn die Weißsteiner Schichten transgredieren, bei Landeshut z. B. auf Kulm, wie in der Concordiagrube. Der paläontologische Abbruch ist hier also unter ganz anderen Umständen zu bewerten als in den vorn berührten Becken, und wir können sein Vorhandensein mit den anderweitigen insofern n i c h t vergleichen; das Übereinstimmende scheint zufällig zu sein, da postwaldenburgisch eben eine Diskordanz vorhanden ist.

Bis zu gewissem Grade mögen die niederschlesischen Verhältnisse mit den sächsischen verglichen werden, wo nach neuerer Auffassung das etwas flözführende Altkarbon von Borna-Hainichen bei Chemnitz mit den Waldenburger Schichten gleichgesetzt wird, wo dann die Uebergangsschichten zu dem Zwickau-Lugauer Karbon ebenfalls fehlen und also ebenfalls ein von einer Diskordanz begleiteter

[1]) Dieses Vorkommen ist übrigens das, worauf H. Potonié seine „Mischflora" gegründet hatte, was aber ein Irrtum war, wie ich schon früher nachgewiesen habe; Dathe hatte diese „Reichhennersdorfer" Schichten übrigens zu Waldenburgern gemacht, was auch unmöglich ist, da sie eine deutliche Hangendzugflora wenn auch älteren Charakters, enthalten.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

paläontologischer Abbbruch zu bemerken ist, der allerdings noch viel einschneidender als in Niederschlesien ist, insofern in Sachsen Schichten von dem Alter des älteren Hangendzuges (Schatzlarer Schichten) Niederschlesiens auch unbekannt sind.

Eine weitere gemeinsame Eigentümlichkeit der paralischen Becken ist, daß bei keinem derselben die Schichtenfolge bis zu den „Ottweiler Schichten", dem Stephanien, durchhält, sondern daß alle gemeinsam mit einem Horizont nach oben aufhören, der dem obersten Westfalien entspricht, das zwar Vorläufer des Stephanien enthält, ohne aber selbst dieser Stufe zugerechnet werden zu können. Am deutlichsten ist dies zunächst in dem westlichen Beckenkomplex zu spüren, wo die höchsten Schichten des englischen Karbons (die Radstockschichten), des belgischen Karbons (Flénus) und entsprechende Schichten der Campine, des nordfranzösischen Karbons (Béthune), im limburgischen Karbon die höchsten Schichten der Maurits-Gruppe, im Ruhrrevier etwa die Piesbergschichten alle einem ähnlichen Niveau angehören. Auch bei den Radstockschichten, die verhältnismäßig viele *Pecopteris*-Arten des Stephanien enthalten, muß neuerdings wieder betont werden, daß darin noch keine Ottweiler Stufe vorliegt, da die Gesamtflora noch mittelkarbonisch ist (Westfalien). Das oberschlesische Becken schien früher eine Ausnahme zu machen, da es nach der alten Potoniéschen Parallelisierung mit *Lonchopteris*-Schichten nach oben abzuschließen schien, also einem Komplex, der noch dem mittleren Westfalien angehört, und etwa der Gaskohle des Ruhrreviers entspricht. Bei Gelegenheit der Nachprüfung des angeblichen Rotliegenden des oberschlesischen Beckens, das Gaebler in der Gegend von Berun-Chelm angegeben hatte, habe ich aber 1913 nachgewiesen, daß in diesen Schichten durch das Auftreten von *Neuropteris rarinervis, Sphenophyllum emarginatum* und *Pecopteris* aff. *vestita* deutlich Formen des obersten Westfalien in die Erscheinung treten, daß also auch hier Schichten etwa von dem Alter der Ibbenbürener vorhanden sind. Bei genauerer Ausbeutung des Aufschlusses von Chelm würden sicher noch andere zum Vorschein kommen. Das Aachener Karbon reicht nach den neuesten Untersuchungen etwa bis in die Bismarckpartie hinauf, die noch in den hohen Flözen des Adolfschachtes eingeschlossen ist. Die höheren Schichten fehlen hier aber bloß deshalb, weil sie durch eine Störung abgeschnitten sind, während sie in

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

lem anschließenden limburger Karbon vorhanden sind. Wenn wir also sagen, daß diese paralischen Becken oben etwa mit denselben Schichten schließen, so ist damit nicht gesagt, daß das Niveau ein absolut gleiches ist; es gehört aber jeweils dem obersten Westfalien selber an, wie es im gesamten Ruhrrevier etwa durch die Schichten von Flöz Bismarck aufwärts vertreten ist; man muß sich vorstellen, daß die Flözbildung und die Ablagerung in dieser Periode dann in dem einen Becken etwas früher aufhörte als in dem andern, während sie, wie z. B. in England, etwas länger angedauert zu haben scheint; aber nirgends ist die darüber folgende Stéphanien-Stufe selbst nachzuweisen.

Auch das Rotliegende ist in den paralischen Becken, wenn überhaupt Spuren davon vorhanden sind, in einer „unkarbonischen" Form, flöz- und pflanzenleer entwickelt, im vollständigen Gegensatz zu den Verhältnissen in den gleich zu besprechenden Binnenbecken.

Leiten wir nun unsern Blick auf die limnischen Reviere, so haben wir da allgemein die Erscheinung, daß die Flözablagerung viel später beginnt, als in den paralischen. Nur in dem niederschlesischen und in dem sächsischen Karbon kommt es anfangs zu einer Art Anlauf der Flözbildung in den Waldenburger Schichten, die dann schon im tiefsten Oberkarbon ein Ende nimmt, in Sachsen am geringsten ist. Die eigentliche Periode der Flözablagerung beginnt aber auch hier erst später, im späteren Westfalien. Diesem Modus folgen das Saarrevier, das Zwickauer und Lugauer Revier in Sachsen, die mittelböhmischen Reviere, das kleine Brandauer Becken u. a. m. Dafür hält aber in diesen Becken die Flözbildung — wenn auch nicht gleichmäßig — viel länger vor als in den paralischen Becken. In all diesen Becken geht die Ablagerung und Flözbildung über das Westfalien fort in die Ottweiler Schichten hinein (Stéphanien) und noch bis ins Unterrotliegende, und klingt dann im Mittelrotliegenden aus. Bei dem Zwickauer Becken ist die Ottweiler Stufe nur durch eine Diskordanz unterdrückt und vielleicht nicht vorhanden. Die Flözbildung beginnt aber in diesen Becken auch nicht überall gleichzeitig, vielmehr setzt sie in gewissen Gebieten erst sehr spät, z. T. erst mit dem Stéphanien oder kurz vorher, ein, wie in den Vorkommen der Halle-Harzer Gegend. Dieses Verhalten läßt sich aber bis nach Frankreich hinein verfolgen, wo die Becken des Zentralplateaus diesem Typus folgen. Diese gehören entweder

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

ganz ins Stéphanien oder zeigen darunter noch eine Spur höchstes Westfalien, das im Loirebecken durch die Stufe von Rive de Gier, im Gardbecken durch die von Bessèges

Tabelle II.

Limnische Becken (Binnenbecken)								
	Sachsen	Nieder-Schlesien	Mittel-Böhmen	Saarbrücken	Wettin	Französ. Zentralpl.	
Rotlieg.	Rotlieg.	Rotlieg.	Rotlieg.	Rotlieg.	Rotlieg.	Permien	
Oberes Oberkarb. (Stefanien)	Lücke	Radowenzer Idastollner Sch.	Kounovaer Sch.	Ottw. Schi.	Wett. Sch.	Stefanien	
Mittl. Ober-Karbon (Westfalien)	Zwickau-Lugau	Hangendzug Schatzlar. Sch.	Schlan-Pilsener Sch.	Saarbr. Schichten	Grillenb. Sch.	Rive de Gier (Bessèges)	
	Lücke	Reichhenn: Weissteiner Schichten					
		--Discord.--					
Pal. Abbruch ? Unt. Ober-Karbon	Borna-Hainichen	? Waldenburger Schichten				Nantes	
Unt. Karbon	Kulm	Kulm				Kulm	

vertreten ist. Man wird dabei ganz und gar an die Verhältnisse im Harzgebiet erinnert, wo in der Grillenberger Stufe noch deutliche Reste des Westfaliens vorliegen,

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

darüber die flözleeren Mansfelder Schichten und dann die Wettiner Stufe und das Rotliegende folgt. Aber selbst ein Analogon einer anfänglichen Flözbildung zur Zeit der Waldenburger Schichten findet man in Frankreich im Becken von Nantes, in dem aber höhere Schichten, insbesondere eigentliches Westfalien jüngeren Datums, nicht erhalten oder zur Entwicklung gekommen sind. (Vgl. hierzu und zu dem ganzen Aufsatz die beiden Tabellen; die Zeichnungen hierzu hat das Markscheiderbureau der Gew. Fr. Thyssen in Hamborn in dankenswerter Weise anfertigen lassen.)

Wenn sich so eine Anzahl grundlegender gemeinsamer Züge zwischen den paralischen Becken unter sich und ebenso den limnischen untereinander nachweisen lassen, und auch trotz aller Verschiedenheit der Ausbildung des Karbonprofils eine altersmäßige Beziehung der limnischen zu den paralischen möglich ist, so muß man fordern, daß aus diesen Beziehungen eine praktische Folgerung gezogen wird, die auf die Dauer nicht zu umgehen ist: nämlich die Vereinheitlichung der Bezeichnung der altersmäßig gleichzusetzenden **großen Abschnitte** des Karbonprofils Mitteleuropas und zunächst Deutschlands überhaupt. So wie die Sache jetzt liegt, sind wir nicht einmal in der Lage, die in ihren Beziehungen sogar flözmäßig z. T. genau bekannten gleichen Abschnitte des Ruhr- und linksrheinischen Karbons einheitlich zu bezeichnen. Die Lokalnamen anderer Becken einfach auf andere zu übertragen, ist nicht angängig, sondern verwerflich und falsch. Man kann nicht in Oberschlesien von Saarbrücker Schichten sprechen und in Niederschlesien von Ottweiler, in Aachen von Fettkohle im Sinne der entsprechenden Stufe des Ruhrreviers u. s. w. Die Franzosen und Engländer sind uns da voraus und haben mit den Begriffen Westfalien und Stéphanien zwei Begriffe geschaffen und eingeführt, denen wir bei uns nichts Gleichartiges entgegenstellen können, die uns aber ebenso nötig sind, wie jenen. Ich habe versucht, in den Tabellen I u. II zunächst nach den Prinzipien, die uns die gemeinsamen Züge der paralischen Becken aufdeckten, drei große Stufen im Karbon zu unterscheiden und für sie eine durchgreifende Bezeichnung zu finden, die ich schon in der 3. Lieferung von Gürichs Leitfossilien angewandt habe, nämlich: für das Stéphanien der Franzosen usw. Oberes Oberkarbon, für das Westfalien Mittleres Oberkarbon, für den Komplex der Ostrau—

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Waldenburger Schichten Unteres Oberkarbon. Hierbei aber steht noch zur Erwägung, ob man nicht, wie Stur es getan hat, Kulm und Ostrauer Schichten als ein organisches Ganzes zusammenfaßt, was nach der Flora sehr gut möglich ist. Die Nomenklatur würde dann etwas modifiziert werden müssen. Man kann diese Fragen nicht übers Knie brechen, und es wird Sache der Karbongeologen sein, sich hierüber in passender Weise zu verständigen, sowohl was die großen Stufen anlangt, als auch was Unterstufen einzelner Karbonkomplexe angeht. Die Tabelle lehrt jedenfalls auf den ersten Blick, daß man in diese Karbon-Kleinstaaterei einmal mit größeren Gesichtspunkten Einheitlichkeit und auch Ordnung hineinbringen muß. Die Zeit dazu ist da.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

17. Die Säugetierfauna des altdiluvialen Tonlagers von Jockgrim in der Pfalz.

Von Herrn W. Soergel in Tübingen.

(Hierzu Tafel XVII und 2 Tabellen.)

Unter den altdiluvialen Säugetierfaunen des Oberrheingebietes hat bisher nur die Fauna aus den altdiluvialen Tonen von Jockgrim keine eingehendere paläontologische Bearbeitung erfahren. Wohl finden sich in den Arbeiten Freudenbergs mannigfache paläontologische Notizen über Jockgrimer Säugetiere, wohl hat Freudenberg in verschiedenen Arbeiten das Altersverhältnis des Jockgrimer zu anderen diluvialen, vor allem der Mosbacher und Mauerer Fauna erörtert, aber es fehlt eine zusammenfassende Bearbeitung des Materials, die auch dem Fernerstehenden gestattet, sich eine begründete Ansicht vom speziellen Charakter der Säugetiere und vom Alter der Fauna zu bilden. Gerade diese paläontologischen Grundlagen sind für die Gliederung der alt- und mitteldiluvialen Bildungen im Oberrheingebiet von besonderer Wichtigkeit, da für sie der sichere Anschluß an stratigraphisch gesicherte Ablagerungen des nordeuropäischen oder des alpinen Vereisungsgebietes und ihres Vorlandes mit Hilfe rein geologischer Methoden noch nicht gewonnen worden ist und die Altersbestimmung der faunenführenden Ablagerungen deshalb ganz vorherrschend auf Grund von faunistischen Vergleichen durchgeführt werden muß. Es ist zunächst im Oberrheingebiet selbst eine sichere Gliederung anzustreben; sie wird mit allen ihren Gliedern völlig in das Gliederungssystem des Eiszeitalters einzuordnen sein, wenn für eine der älteren oberrheinischen faunenführenden Ablagerungen mit geologischen Methoden das spezielle Alter ermittelt werden kann. Für die Mosbacher Sande wird die Altersstellung zur rheinischen Hauptterrasse, für die Kiese von Mauer die Eingliederung in das keineswegs hinreichend erforschte diluviale Terrassensystem des Neckar entscheidend sein. In beiden Fällen dürften die eindeckenden Lößmassen, ihre Gliederung und ihr spezieller Lagerungsverband zu den

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

altdiluvialen Schottern und Kiesen von maßgeblichster Bedeutung sein. Sie können allein schon das Rückgrat einer Gliederung des Diluviums im Oberrheingebiet abgeben. Solange derartige Untersuchungen aber noch ausstehen oder doch nur ganz lokal in Angriff genommen sind, bleiben wir bei Altersbestimmungen auf die faunistische Methode angewiesen. Ihre Grundlagen bilden Spezialuntersuchungen über alle Säugetiere der einzelnen Faunen. Die Lücke, die gerade auf diesem Gebiete für Jockgrim noch besteht, vermag unsere Arbeit nur teilweise auszufüllen. Meine Kenntnis der Jockgrimer Fauna stützt sich auf Materialsendungen aus dem historischen Museum der Pfalz zu Speyer, für die ich Herrn Dr. Spratter auch an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank sage, und auf eine kursorische Kenntnisnahme von dem älteren Fundmaterial aus Jockgrim in dem Museum zu Speyer und der staatlichen paläontologischen Sammlung zu München. Von manchen Arten habe ich Originalstücke nicht gesehen. Um trotzdem in meiner Darstellung möglichste Vollständigkeit erreichen zu können, habe ich vielfach auf Freudenbergs paläontologische Angaben zurückgegriffen, und ich glaube, daß es manchem nicht unwillkommen sein wird, die in Freudenbergs Arbeiten sehr zerstreuten Notizen über die Jockgrimer Säugetiere mit genauen Zitaten zusammengestellt zu finden. Wir werden in einem ersten Teil die einzelnen Arten der Fauna, in einem zweiten Teil das geologische Alter der Fauna, vor allem das Altersverhältnis zu den Faunen von Mosbach und Mauer behandeln.

1. Die Säugetierfauna.

Perissodactyla.

1. Equus cf. germanicus Nehr.

Freudenberg (6, S. 107) charakterisiert das Pferd von Jockgrim als kleines *E. germanicus*, „das sich durch relativ kleine und kurze Zähne mit sehr breiten und isolierten Innenpfeilern auszeichnet". Er hält die Form, von der nähere Beschreibungen und Abbildungen bis heute nicht vorliegen, für ident mit der von Wüst (22) aus den Kiesen von Süßenborn als *Equus cf. germanicus* Nehr. beschriebenen und abgebildeten Form. Wüst gibt über das Fundniveau der von ihm zu *Equus cf. germanicus* Nehr. gestellten Süßenborner Zähne an: „Die Zähne sind sehr verwittert und entstammen zweifellos den hangendsten

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Kieslagen, falls sie überhaupt dem Kies selbst entstammen." In der allerobersten Lage bzw. auf der Oberfläche der Süßenborner Kiese, an der Grenze gegen die lehmigen Deckmassen gefunden, besitzt der Verfasser einige Zähne, die ebenfalls dem *E. germanicus* NEHR. nahestehen. Doch finden sich auch innerhalb der Süßenborner Kiese Gebißreste von Pferden, die als primitivere Formen dem *Germanicus*-Kreis zuzurechnen sind.

2. *Rhinoceros etruscus* FALC.

Das Nashorn von Jockgrim ist nach FREUDENBERGS Mitteilungen (9, S. 17) relativ klein. Einen Unterkiefer bezeichnet er als ähnlich dem sehr schlanken Unterkiefer von *Rhinoceros etruscus* von WÖRTH (im Nat. Kab. Karlsruhe). Die Länge der Unterkieferzahnreihe gibt er (9, S. 15) zu 225 mm an. Die Länge mißt bei:

Rh. etruscus vom Val d'Arno (Mus. Basel) 230 mm,
.. .. von Süßenborn (Mus. Weimar) 225—231 mm,
.. .. „ Mosbach (Museum Mainz) 223—251 mm, (nach briefl. Mitteilg. von SCHMIDTGEN),
.. .. „ Mosbach (nach SCHROEDER, 17) 242 bis 245 mm,
.. .. „ Mauer (nach WURM, 21) 221—262 mm.

Rh. etruscus von Jockgrim fällt also an die untere Grenze der Größenschwankungen. Wenn alle Nashornreste von Jockgrim sich in diesen bescheidenen Größenverhältnissen halten, so darf darin ein primitiver Zug gegenüber den *Etruscus*-Formen von Mosbach und Mauer gesehen werden, die in einzelnen Vertretern an *Rh. Merkii* heranreichen (vergl. SOERGEL, 18).

Artiodactyla.

3. *Hippopotamus amphibius.*

Vom Flußpferd bildet FREUDENBERG (8, Taf. IX, Fig. 8) einen unteren 2. Molar ab, der nach ihm ca. 70 mm in der Länge und etwa 24 mm in der Breite mißt. Das Flußpferd aus dem Tonlager von Jockgrim wird als schlanke Form bezeichnet, „während in Mosbach *Hippopotamus major* CUVIER vorkommt" (FREUDENBERG 8, S. 117). Doch bleibt zu berücksichtigen, daß wie das heutige gemeine Flußpferd, so auch die diluvialen im Rahmen der gleichen Art nicht unbeträchtliche Größenunterschiede aufgewiesen haben werden, so daß Artbestimmungen nur bei sehr um-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

fangreichem Material auf die Größe allein oder vorzugsweise gegründet werden können.

4. *Alces sp. cf. latifrous* Johns.

Zu dieser von Jockgrim bisher nicht bekannten Art gehören zwei Fragmente zweier Abwurfstangen (im Museum Speyer). Das größere ist noch in 18 cm Länge erhalten; die Rose ist zum Teil weggebrochen. Das Fehlen jeden Sprossenansatzes auf dieser Stangenlänge und die sehr markante, tiefe Längsriefung erweisen einen Elch. Der direkt über der Rose 28 cm messende Stangenumfang schließt eine schwächere, etwa der lebenden nordeuropäischen entsprechende Form aus und spricht für *Alces latifrous* Johns.

5. *Capreolus capreolus* L.

Das Reh erwähnt Freudenberg (8, S. 113) aus dem Tonlager von Jockgrim ohne Angaben über die Art der Reste und eventuelle spezifische Merkmale. Man wird daher annehmen dürfen, daß Abweichungen gegenüber dem gewöhnlichen mitteleuropäischen Reh, wie sie das Reh von Süßenborn, Mosbach und in nicht stets so ausgeprägtem Maße auch das Reh von Mauer in der bedeutenden Größe und in einigen Merkmalen der Gebiß- und Geweihbildung zeigen, nicht zu konstatieren waren. Das liegt aber möglicherweise nur an Auswahl und Erhaltung der in Jockgrim bisher gefundenen Reste. Ein kleines, 5 cm hohes Stangenfragment (Museum Speyer), das mir vorlag, erlaubt keine speziellen Vergleiche.

6. *Cervus elaphus* L.

Nähere Mitteilungen über den Edelhirsch von Jockgrim habe ich in der Literatur nicht gefunden. Ich selbst konnte außer einem Geweihfragment nur drei Unterkieferzähne, einen M_1, einen M_2 und ein Fragment eines M_3 (?) — alles aus dem blauen Ton — untersuchen, die sich von entsprechenden Zähnen des lebenden mitteleuropäischen Rothirsch nicht unterscheiden. Der Schmelz ist sehr stark gerippelt, die Säulchen sind schwach. Die Maße (in mm) sind die folgenden:

	M_1	M_2	M_3
Länge	21,2	23,8	—
Breite vorn	12,9	—	16,0
Breite hinten . . .	13,5	14,0	—

Das Fragment einer Abwurfstange (Museum Speyer) mit der Ansatzstelle von Augen- und Eissproß zeigt in

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

der Stärke, der Oberflächenskulptur, der Lage des Aug- und Eissproßansatzes keine Abweichungen vom lebenden mitteleuropäischen Rothirsch.

7. *Cervus (megaceros) verticornis* Dawk.

Von diesem, fast ausschließlich in Geweihstümpfen vertretenen Megaceriden schreibt Freudenberg (6, S. 101): „Ein an *Cervus verticornis* Dawkins, oder mehr noch an *C. Belgrandi* erinnernder Riesenhirsch, wie er weder in Mosbach noch in Mauer vorkommt, erinnert an Formen aus den Kiesen von Lauffen am Neckar, von Taubach und vom Chelleshorizont bei Paris". Später bildet Freudenberg (7) einen seiner Meinung nach vom Menschen bearbeiteten Stangenstumpf, den ich selbst zu sehen Gelegenheit hatte, als *Cervus verticornis* Dawkins ab, zählt den Jockgrimer Megaceriden aber schließlich 1914 (8, S. 106) zu den sicheren Vertretern des *C. Belgrandi* Lart. Ich möchte ihn neben dem Süßenborner Megaceriden bei *Cervus verticornis* belassen. Zwar besitzt der Name *C. Belgrandi* die Priorität, aber der Name wurde von Lartet auf eine besondere Geweihvariante des *C. verticornis* von Montreuil bezogen, normale Formen der *Verticornis*-Gruppe lagen Lartet nicht vor. Derselben Variante gehört das Geweih bzw. Schädelfragment von Lauffen am Neckar an (vgl. Dietrich 4), während die seit Pohlig stets als *C. Belgrandi* geführte Abwurfstange von Taubach (Paläontologische Staatssammlung München) dem Kreis des *Megaceros germanicus* Pohl. zugehört, wie die tief in der Rose sitzende Abbruchstelle eines großen Augsproß lehrt. Die mehrere Zentimeter über der Rose absetzende kleine „Sprosse" ist hier weiter nichts als eine Abnormität und mit der Augsprosse bzw. der ersten kräftigen Sprosse über der Rose bei den *Verticornis*-Riesenhirschen gar nicht zu vergleichen. Ich werde auf diese interessanten altdiluvialen Riesenhirsche an anderer Stelle ausführlicher zu sprechen kommen.

8. *Bison priscus* H. v. Meyer.

Der Bison von Jockgrim wird von Freudenberg (5, S. 68) als ein riesiger Steppenbison bezeichnet im Gegensatz zu den kurzhornigen Waldbisonten von Mauer und zum Teil Mosbach. Nähere Mitteilungen über das mir nicht bekannte Bisonmaterial von Jockgrim sind noch nicht veröffentlicht.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

9. *Elephas trogontherii* Pohl.

Unter den Elefantenzähnen aus dem Ton von Jockgrim sah ich solche von sehr primitivem Gepräge (Museum Speyer), die mit Freudenberg (5) am besten als *Elephas meridionalis trogontherii* bezeichnet werden. Von dieser Form gibt Freudenberg (8, Taf. III, Fig. 5) einen letzten Oberkiefermolaren seiner Sammlung wieder. Neben diesen weitlamelligen, dickschmelzigen Zähnen fehlen aber auch gegen *Elephas primigenius* hin fortgeschrittenere dem Kreis des *El trogontherii* von Jockgrim nicht. „Jener Proboszidier", schreibt Freudenberg (6, S. 101), „unterliegt einer nicht unbeträchtlichen Variation, wie das auch für den Mosbacher Verwandten gilt. Einzelne Exemplare mit weit engeren Lamellen dürfen gleichwohl nicht mit *Elephas primigenius* identifiziert werden." Und in einer späteren Arbeit (8, S. 113 Anm.) spricht Freudenberg von der *primigenius*-ähnlichen Varietät des *Elephas (meridionalis) trogontherii*. „Ich entdeckte sie in situ an der Basis des altdiluvialen Tonlagers von Jockgrim. Sie dürfte am Ende der Günseiszeit gelebt haben (glaziale Kümmerform)." Es ist mir leider nicht bekannt, ob es sich in den *primigenius*-ähnlicheren Zähnen ebenso wie in den primitiven um letzte Molaren handelt. Sollte das nicht der Fall sein, so würde ich auf die engere Lamellenstellung usw. nur wenig geben, da naturgemäß der zweite oder der erste Molar in manchen Merkmalen (Lamellenabstand, Schmelzdicke) fortgeschrittener erscheinen müssen als die letzten. Mit einer über das in Süßenborn festgestellte Maß hinausgehenden Variabilität werden wir jedenfalls auch für Jockgrim nicht zu rechnen haben, für das das häufigere Auftreten recht primitiver Formen gegenüber Mosbach stets beachtenswert bleibt.

Rodentia.

10. *Trogontherium Cuvieri* Fisch.

Dieser große Biber soll nach Freudenberg (6, S. 119 Anm.) in Jockgrim häufig vorkommen. In den Mosbacher Sanden ist er nicht häufig und auf die untersten Schichten beschränkt; in Mauer und in Süßenborn fehlt er.

Carnivora.

Die beiden im Folgenden beschriebenen Carnivoren wurden nach anhaftenden Tonresten im blauen Ton, also sicher unter der obersten gelben Tonlage gefunden.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

11. *Canis neschersensis (Croizet)* de Blainville.

Taf. XVII, Abb. 3, 4, 5, 6.

Unter der letzten Sendung von Jockgrimer Fossilien, die mir Herr Dr. Spratter zur Bestimmung übersandte, befand sich ein größeres Bruchstück eines Canidenunterkiefers, von dem der horizontale Ast vom Hinterrand der Canin-Alveole bis ein Stück hinter die hintere Wurzel des M_1 erhalten ist. Von Zähnen ist nur der P_4 (hinterster Prämolar) vollständig, von M_1 ist die vordere Hälfte, von P_3 die vordere Wurzel und ein Teilstück der Krone vorhanden. Dieser fragmentäre Erhaltungszustand beschränkt naturgemäß die Vergleichbarkeit des Stückes mit anderen Canidenunterkiefern beträchtlich. Ich habe es bei der Bedeutung des Fundes trotzdem für richtig gehalten, Vergleiche so weit als möglich durchzuführen, und in der Tat ist ja die Summe der vergleichbaren Merkmale auch an dem Fragment keine ganz geringe.

Die Erhaltung entspricht der in älteren diluvialen Tonen gewöhnlichen: der Knochen, Zahnwurzeln und Dentin sind braun, der Schmelz dunkelgrau mit starker schwarzer Fleckung.

In den Maßen und Proportionen stimmt der Unterkiefer mit *Canis neschersensis*, und zwar am besten mit dem von de Blainville (1, Atlas II_2 Taf. XIII) abgebildeten Original von Neschers überein, dem er in der Größe nur sehr wenig nachsteht. (Vgl. Nr. 20 und 21 d. Tabelle.) Das individuelle Alter ist bei dem Jockgrimer Kiefer etwas höher; das Protoconid des P_4 ist oben schon aufgeschliffen, während der Neschers-Kiefer noch keine Spur stärkerer Abkauung an den Zahnspitzen zeigt. Gleichwohl besitzt auch der Neschers-Kiefer, wie die um die Zahnwurzeln eng geschlossenen Alveolen beweisen, ein individuelles Alter, in dem das Knochenwachstum des Unterkiefers so gut wie beendet ist, eine Vergrößerung der Lücken zwischen den einzelnen Zähnen jedenfalls nicht mehr zu erwarten steht. Es ist also zwischen beiden Kiefern in der Stellung der Zähne volle Vergleichbarkeit vorhanden. Und auch hier zeigt sich eine sehr weitgehende Übereinstimmung. In beiden Fällen ist das Gebiß ein geschlossenes, der Canin steht sehr nah vor P_1, der Alveolenabstand beträgt beim Jockgrimer 2 mm, bei dem von Neschers 1,3 mm; der P_1 ist bei dem Jockgrimer Kiefer noch etwas näher gegen P_2 hin geschoben, die Alveolen beider Zähne sind nur durch

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

eine sehr dünne, bis an beide Ansatzstellen an den Alveolenrändern weggebrochene Knochenwand getrennt. Der P_4, der einzige am Jockgrimer Kiefer intakt erhaltene Zahn, ist am Originalkiefer von Neschers etwas größer, er mißt in der Länge 13,8 mm gegen 12,0 mm bei unserem Fossil. Im gleichen Verhältnis ist das Protoconid am Jockgrimer Zahn, ergänzt man die abgeschliffene Spitze, niedriger als das Protoconid am P_4 von Neschers. Eine Paraconidwulst ist am Jockgrimer Zahn vorn innen deutlich entwickelt und in einen sehr kleinen Schmelzhöcker hochgezogen. An beiden P_4 ist die Zacke hinter dem Protoconid, das Metaconid, kräftig entwickelt, bei dem Jockgrimer Zahn durch eine tiefer greifende Kimme schärfer von der Hauptzacke getrennt. Auch das Talonid weist kleine Besonderheiten auf. Es trägt einen Schmelzwulst, der schon zu beiden Seiten etwa mitten unter dem Metaconid deutlich zu werden beginnt, nach hinten an Höhe zunimmt und eine hinter dem Metaconid liegende Eintiefung umläuft. Diese Eintiefung ist durch einen kleinen, von der Basis des Metaconid median nach hinten ziehenden, mit unbewaffnetem Auge noch kenntlichen Schmelzkamm in eine labiale und eine linguale Hälfte getrennt. Wo er hinten in den peripheren Schmelzwulst einläuft, trägt dieser eine kleine End- oder Talonidzacke. Zwischen ihr und dem Metaconid erscheint auf dem Schmelzkamm, nach vorn und hinten deutlich abgeschnürt, eine weitere kleine Zacke. Sie ist mit unbewaffnetem Auge schwer zu erkennen. Ich habe deshalb in Abb. 5 und 6 auf Taf. XVII den Zahn in $^9/_5$ nat. Größe dargestellt. Man sieht leicht, daß hinter dem Metaconid noch zwei sehr kleine Zacken folgen. Im Prinzip die gleichen Verhältnisse zeigt die Talonidpartie des P_4 des Neschers-Unterkiefers, hier sind die beiden kleinen Zacken aber, ähnlich wie bei den oberpliocänen Caniden von Toskana kräftiger entwickelt als am Jockgrimer Zahn. Am stärksten sind diese Zacken bekanntlich bei *Lykaon pictus*, wo sie nicht nur den P_4, sondern auch den P_3 charakterisieren.

In Größe, Proportionen und morphologischen Eigentümlichkeiten stimmt der Jockgrimer Unterkiefer so weitgehend mit dem Original von *Canis neschersensis* überein, daß er einer sehr nah verwandten oder derselben Art angehören und nach dem in der Paläontologie eingebürgerten Brauch, trotzdem die Vergleichbarkeit eine beschränkte ist, derselben Art zugesprochen werden muß.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Die Unterkiefer des Mosbacher Caniden, die von Reichenau (14,15) ebenfalls zu *Canis neschersensis* stellte, die ich im Museum zu Mainz mit dem Unterkiefer von Jockgrim vergleichen konnte, sind in den Kiefermaßen nicht unbeträchlich, in den Zahnmaßen in verschiedenem Grade größer als das Original von Neschers und besonders als der Jockgrimer Kiefer. Der Unterkiefer erscheint im allgemeinen etwas kräftiger im Verhältnis zum Gebiß, die beiden vorderen Prämolaren, wenn die Größe der Alveolen einen solchen Vergleich gestattet, relativ etwas schwächer, der P_4 relativ etwas breiter. Unterschiedlich zeigt sich ferner an 2 der durch v. Reichenau abgebildeten Kiefer eine deutliche Lücke zwischen P_3 und P_2, die den Kiefern von Neschers und Jockgrim fehlt und die besonders ausgeprägt am Gebiß des Dingo sich findet. An einem dritten Mosbacher Kiefer (v. Reichenau 14, Taf. X, Abb. 2) steht das ganze Prämolarengebiß etwas offener ohne besondere Ausprägung der Lücke zwischen P_3 und P_2; und dasselbe gilt für zwei weitere Unterkiefer im Museum zu Mainz. Größer als bei den Kiefern von Jockgrim und Neschers ist ferner die Lücke zwischen dem Canin und P_1; in % des Abstandes P_4 Alveole-Hinterrand bis P_1 Alveole-Vorderrand beträgt sie bei Jockgrim und Neschers 5,4 und 3,2, bei den beiden Mosbacher Kiefern, an denen die C-Alveole oder ihr hinterer Abschnitt erhalten ist, 8,3 und 9,3. Im Bau des Talonid des P_4 besteht Übereinstimmung. Auch die Mosbacher P_4 zeigen hier zwei sehr kleine, aber etwas kräftiger als bei Jockgrim entwickelte Höcker. Gegenüber dem Originalkiefer von Neschers ist schließlich noch zu betonen, daß an den drei von v. Reichenau (14) abgebildeten und einem neuen seither gefundenen Canidenunterkiefer von Mosbach der P_2 nur ein sehr schwaches, eigentlich nur eine starke Andeutung eines Metaconid zeigt, während es bei dem Kiefer von Neschers an diesem Zahn sehr gut entwickelt ist.

Die Merkmale, die den Caniden von Mosbach von *Canis neschersensis* unterscheiden, sind unstreitig bei allen Caniden gewissen Schwankungen in ihrer Ausprägung unterworfen. Aber sie treten in von der Norm einer Art abweichender Ausprägung zumeist vereinzelt, jeweils allein oder zu wenigen einmal an diesem, einmal an jenem Individuum auf, sie stehen nicht in fester correlativer Bindung. Beim Mosbacher Caniden jedoch charakterisieren sie, man kann sagen, gleichmäßig eine Anzahl bzw. alle bisher ge-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

fundenen Unterkiefer, also eine Anzahl von Individuen und damit die Art. Gegenüber *Canis neschersensis* muß sowohl der offene Bau des Gebisses als die außerordentlich schwache Entwicklung eines Metaconid am P_2 als primitiv bezeichnet werden. Ich halte es bei dieser Sachlage nicht für gerechtfertigt, den Mosbacher Caniden mit dem diluvialen Caniden von Neschers in der gleichen Art zu vereinigen. Ich halte den kleinen Wolf von Mosbach für einen sehr nahen Verwandten, wahrscheinlich Nachkommen des *Canis arnensis* DEL CAMPANA aus dem italienischen Oberpliocän oder Nachkommen eines sehr nahen Verwandten dieses Wildhundes. Eine andere oberpliocäne Art kommt als Vorfahr nicht in Frage. *Canis arnensis* trägt durchaus die Merkmale, die wir bei einer direkten Vorfahrenform des Mosbacher Caniden voraussetzen müssen. Er gehört der gleichen Größenklasse an, ist im Durchschnitt etwas kleiner. Der Unterkiefer ist weniger hoch, das Gebiß etwas schwächer. Das Gebiß ist besonders in den Prämolaren ein in höherem Grade offenes als bei dem Mosbacher Caniden; nur bei diesem oberpliocänen Caniden finden wir an einigen Exemplaren die auch beim Mosbacher Caniden deutliche größere Lücke zwischen P_3 und P_2. Die Größenverhältnisse der Zähne stimmen nahezu überein, wie die folgende Tabelle der absoluten (DEL CAMPANAS und v. REICHENAUS Arbeiten entnommen) und der relativen, auf die Länge von M_1 bezogenen Größenwerte zeigt:

Größenverhältnisse der Unterkieferzähne von *Canis arnensis* und *Canis mosbachensis*.

	Canis arnensis				*Canis mosbachensis*			
	Länge		Länge in % der Länge von M_1		Länge		Länge in % der Länge von M_1	
	Schwankungsbreite	Mittel	Schwankungsbreite	Mittel	Schwankungsbreite	Mittel	Schwankungsbreite	Mittel
P_1	4,6— 5,5	5,12	21,9—26,4	24,5	—	5,6	—	23,3
P_2	9,6—10,2	9,9	45,7—49,0	47,2	—	11,6	—	48,2
P_3	10,5—11,4	10,97	50,0—54,2	52,2	12,6—13,4	13,0	52,0—55,8	53,6
P_4	13,0—13,5	13,25	61,8—64,2	63,2	14,2—15,0	14,6	57,4—62,0	59,7
M_1	20,8—21,0	20,95	100	100	24,0—24,7	24,3	100	100
M_2	9,4— 9,8	9,55	44,8—46,7	45,6	10,0—11,1	10,7	—	43,7
M_3	4,4— 4,5	4,48	21,0—21,6	21,4	—	5,0	—	20,7

Die relative Breite der Zähne ist bei *C. arnensis*, wie es für eine phylogenetisch ältere Form zu erwarten steht,

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

etwas geringer, wie aus der folgenden Tabelle der relativen, auf die Zahnlängen bezogenen Breitenwerte hervorgeht. Bemerkenswerterweise ist nur für M_3 die Zahnbreite für die oberpliocäne Form größer als für die altdiluviale, was mit der diesen Zahn beherrschenden Reduktionstendenz in vollem Einklang steht.

Breitenverhältnisse der Unterkieferzähne von *Canis arnensis* und *Canis mosbachensis*.

	Canis arnensis				*Canis mosbachensis*			
	Breite		Breite in % der Länge		Breite		Breite in % der Länge	
	Schwankungsbreite	Mittel	Schwankungsbreite	Mittel	Schwankungsbreite	Mittel	Schwankungsbreite	Mittel
P_1	3,4—3,5	3,47	63,7— 74,0	68,2	—	4,5	—	80,4
P_2	4,0—5,0	4,49	37,1— 49,0	43,14	5,2— 5,8	5,5	50,0—51,5	50,8
P_3	4,3—5,0	4,6	38,4— 42,8	40,5	5,2— 6,3	5,9	44,8—49,1	46,7
P_4	5,0—6,3	5,86	36,5— 46,6	44,0	6,5— 6,9	6,7	46,4—46,6	46,5
M_1	8,0—8,8	8,26	37,1— 41,0	38,8	9,5—10,0	9,75	38,4—42,4	40,9
M_2	6,0—7,5	6,77	63,9— 74,0	69,0	7,2— 8,2	7,87	72,0—74,5	73,2
M_3	4,0—5,0	4,41	83,7—102,1	93,4	—	4,0	—	80,0

Die Entwicklung des Metaconid ist an den Prämolaren bei *Canis arnensis* noch nicht so weit fortgeschritten wie bei dem Mosbacher Caniden. DEL CAMPANAS Abbildungen (3) lassen erkennen, daß das Metaconid am P_2 meist fehlt, nur in einem Fall eben angedeutet ist, während es der Mosbacher Canide, wenn auch sehr schwach, stets zeigt. Am P_3 ist das Metaconid bei *Canis arnensis* stets viel schwächer als beim Mosbacher Caniden. Dieser erscheint in allen wesentlichen Merkmalen nur als ein weiterentwickelter *Canis arnensis*, ist aber durch eben diese progressiven Merkmale gut von der oberpliocänen Art unterschieden. Da er auch gegenüber *Canis neschersensis* durch die früher genannten Merkmale gut abgegrenzt ist, und zwar vor allem durch einige primitive Merkmale (schwächere Entwicklung des Metaconid an P_2 und P_3, offeneres Gebiß) und durch beträchlichere Größe, so sehe ich in ihm eine eigene Art, für die ich den Namen *Canis mosbachensis* vorschlage. Zur gleichen Art könnte der von HARLÉ (11) gemeldete kleine Canide von Montoussé und Es-Taliens und der von STEHLIN und HARLÉ (12) von Cajarc beschriebene kleine Canide gehören. Es ist wahr-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

scheinlich, aber nach dem Stand unserer heutigen Kenntnisse noch nicht zu erweisen, daß kleinere Wolfsarten des Mittel- und Jungdiluviums Nachkommen des *Canis mosbachensis* sind, der sich übrigens nach einer freundlichen Mitteilung von O. SCHMIDTGEN stets in den mittleren Lagen der Mosbacher Sande gefunden hat, und daß der Stamm in einer der kleineren rezenten Wolfsarten, die leider noch nicht hinreichend bekannt sind, weiterlebt.

Sollte der Canide von Neschers geologisch jünger sein als *Canis mosbachensis*, was nach den als Fundstellen in Betracht kommenden diluvialen Ablagerungen bei Neschers, über die mich H. G. STEHLIN freundlichst unterrichtete, keineswegs auszuschließen ist, so könnte dieser bei seiner geringeren Größe doch nicht als Nachkomme des *Canis mosbachensis* in Frage kommen. *Canis neschersensis*, der schon in der altdiluvialen Jockgrimer Mandibel ein sehr geschlossenes Gebiß zeigt, gehört einem besonderen Stammzweig an. Ein kleinerer Vetter des *Canis arnensis* — alle aus dem italienischen Oberpliocän bekannt gewordenen Caniden sind, wie die Tabelle zeigt, zu groß für Vorfahrenformen des *Canis neschersensis*, — könnte sein Vorfahre gewesen sein. Ich möchte es nicht ausschließen, daß ein näheres genetisches Verhältnis besteht zu dem von STEHLIN (18) aus dem Oberpliocän von Senèze gemeldeten und kurz charakterisierten Caniden, der in dem erhaltenen Oberkiefer nach STEHLIN etwas schwächer ist als *Canis arnensis*. Gewisse Merkmale der Thooiden (Schakale), zu denen STEHLIN geneigt ist, den Oberkiefer von Senèze zu stellen, müßten für einen oberpliocänen Vorfahren des *Canis neschersensis* wohl vorausgesetzt werden. Ob in diesem Zweig schon in altdiluvialer Zeit die Prämolaren eine Entwicklungshöhe erreicht hatten, wie sie *Canis neschersensis* aufweist, läßt sich noch nicht entscheiden. Die geschlossene Stellung der Prämolaren, die sehr kurze Lücke hinter dem Canin am Jockgrimer Unterkiefer zeigen jedenfalls eine in schnellerem Tempo als bei anderen Canidenstämmen abgelaufene Entwicklung an. Sie kann als ein Größenwachstum des Gebisses oder als eine Längenreduktion des Kiefers oder auch ein Zusammenspielen beider Faktoren interpretiert werden. In jedem Fall erweist sie einen spezialisierten Zustand. Vorerst kann nur die geringe Breite des P_4 (vergl. die Tabelle) gegenüber *Canis mosbachensis* und gegenüber anderen diluvialen und rezenten Caniden als ein primitives Merkmal genannt werden. Unter den heute

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

lebenden wilden Caniden kenne ich nur einen, der ein so geschlossenes Unterkiefergebiß wie *Canis neschersensis* besitzt. Das ist der Hyänenhund, *Lykaon pictus* L., der aber aus verschiedenen Gründen als direkter Nachkomme des *Canis neschersensis* nicht in Betracht kommen kann. Ein direktes genetisches Verhältnis zu den Schakalen, das Boule (2) annahm, ist ausgeschlossen. Ganz abgesehen von der fast ausnahmslos geringeren Größe der Schakale, die hier auch ins Gewicht fällt, sprechen dagegen das ausgesprochen offene Prämolarengebiß, der größere Abstand zwischen dem vordersten Prämolar und dem Canin (vergl. die Tabelle) und der viel primitivere Bau der Prämolaren bei den Schakalen.

Ich neige der Auffassung zu, daß *Canis neschersensis* als eine erloschene Art zu betrachten ist. Sie kann für die Altersstellung des Jockgrimer Tonlagers nicht entscheidend sein, ist aber zur Beurteilung des Altersverhältnisses dieses Tonlagers zu den Sanden von Mosbach und Mauer insofern bemerkenswert, als Gleichaltrigkeit mit diesen so nah benachbarten Fundstellen auch gleiche Arten oder doch den Nachweis aller Jockgrimer Arten in den beiden so reichen und gut abgesammelten Fundstellen erwarten ließe.

Bemerkungen zur Caniden-Tabelle.

Die Höhenmaße der Unterkiefer konnten weder an Abbildungen noch an Originalen stets auf der Innenseite der Kiefer genommen werden, wie es Vergleichsmaße zu dem Jockgrimer lädierten Unterkiefer nötig machen. Sie wurden bei den Nummern 5, 10, 16—18, 21, 31, 37—38, 45—52 außen gemessen. Diese Außenhöhenwerte sind etwas größer als die Innenhöhenwerte, entsprechend sind auch die relativen, auf die Alveolenreihenlänge bezogenen Werte etwas größer, in geringerem Grade die relativen, auf die Unterkieferhöhe unter M_1 bezogenen Werte. Die Unterschiede gegenüber den innen genommenen Maßen und den aus ihnen berechneten relativen Werten sind aber gering und fallen bei Auswertung des Zahlenmaterials in keinem Fall entscheidend ins Gewicht.

Nr. 1, 5—6, 10—11, 14—18.

Die absoluten Maße dieser Nummern sind etwas zu groß, da del Campanas Abbildungen über die natürliche Größe ein wenig hinausgehen. Doch ist der Unterschied gegenüber den absoluten Maßen anderer Nummern, der

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

für die relativen Werte überhaupt nicht besteht, für die absoluten Werte so gering, daß er praktisch so gut wie keine Bedeutung besitzt.

Nr. 22—26.

Die Maße der Mosbacher Canidenunterkiefer hat auf meine Bitte mein Freund O. SCHMIDTGEN genommen, wofür ihm auch an dieser Stelle herzlichster Dank gesagt sei.

Nr. 33.

Die von NEHRING speziell mit *Canis pallipes* in Vergleich gestellte Mandibel von Heppenloch fällt in ihren Ausmaßen an die untere Grenze des großen rezenten *Canis lupus*. Das Fehlen eines Metaconid am P_2 erscheint primitiv. Doch unterliegt die Entwicklung des Metaconid am P_2 und auch am P_3 bei fast allen Caniden gewissen Schwankungen und auch bei jungdiluvialen Wölfen ist es am P_2 nicht immer ausgebildet (vgl. Nr. 34). Es scheint mir nicht notwendig, engere Beziehungen zum *Canis pallipes* als zum europäisch-nordasiatischen *Canis lupus* anzunehmen.

Nr. 34.

Der Unterkiefer aus der Höhle von Neenstetten ist im ganzen dem vom Heppenloch sehr ähnlich; P_3 mit schwachem, P_2 ohne Metaconid.

Nr. 45—47.

In der Stellung der Prämolaren ist beim Dingo die Lücke zwischen P_3 und P_2 bemerkenswert. Am P_2 ist das Metaconid nur schwach entwickelt. Unterschiedlich von anderen Caniden liegt stets die größte Breite des P_4 in der Mitte, nicht im hinteren Teil des Zahnes.

Nr. 48—52.

Bei den genannten Schakalarten, auch bei den nicht vermessenen Individuen der Stuttgarter Sammlung, ist P_2 fast ausnahmslos ohne Metaconid, selten ist es schwach angedeutet. P_3 bei *Canis anthus* und *aureus* mit Metaconid, bei *C. lupaster* meist ohne, selten mit schwachem Metaconid, bei *C. lateralis* P_3 meist ohne, P_2 bei allen Arten außer *C. anthus*, wo es gelegentlich angedeutet ist, ohne Metaconid.

12. *Ursus Deningeri* v. REICHENAU.

Taf. XVII, Abb. 1, 2.

Auf diesen altdiluvialen Bären hat schon FREUDENBERG (8, S. 135) einen Humerus von *Ursus* sp. „nach der

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Begleitfauna" bezogen. Heute können wir auf Grund eines Unterkieferfragmentes mit Bestimmtheit das Vorkommen dieser Bärenart in der Jockgrimer Fauna behaupten. Erhalten ist von einer rechten Unterkieferhälfte ein Teil des horizontalen Astes vom Ansatz des Ramus ascendens bis zur Mitte der vorderen Wurzelalveole des M_1, am Unterrand noch ein kleines Stück weiter vorziehend. M_3 ist ausgefallen, seine Alveole aber unversehrt; M_2 ist vollständig, von M_1 etwas über die Hälfte vorhanden. Kieferknochen, Zahnwurzeln und Dentin sind braun, der Zahnschmelz grau-bläulich.

Das Fundstück verdient neben dem paläontologischen vor allem auch ein besonderes stratigraphisches Interesse. Ich habe deshalb versucht, seine Stellung im Kreis der *Deningeri*-Formen möglichst genau festzulegen.

In der Höhe des horizontalen Astes fällt der Kiefer, wie die unten folgende Tabelle zeigt, in den obersten Teil der von mir für *Ursus Deningeri* gemessenen Werte und in die Mitte der von v. Reichenau angegebenen Höhenwerte, deren beträchtliche Größe mir unverständlich ist. Da die Höhenabnahme des Kiefers, die sich durch den weiter erhaltenen Unterrand bis ins Bereich von P_4 (hinterster Prämolar) verfolgen läßt, eine sehr geringe ist, so haben wir den gleichmäßig hohen „parallelogrammförmigen", den mesognathen, Typus vor uns. Die chthamalognathen Kiefer von Mosbach, und dasselbe gilt in geringerem Grade für die mesognathen dieses Fundortes, sind wesentlich niedriger.

M_3. Der letzte Molar läßt sich in seiner Gesamtform nach der vollständig erhaltenen Alveole beurteilen. Derem Umriß entsprechend muß er eine breit keilförmige, nach hinten zu verjüngte Gestalt besessen haben, wie sie v. Reichenau als charakteristisch für *Ursus Deningeri* gefunden hat. Einen ähnlichen, aber viel gestreckteren Umriß zeigt die M_3-Alveole des *Deningeri*-Unterkiefers von Mauer im Geologischen Institut zu Tübingen, in der ein absolut wie relativ wesentlich größerer M_3 gesessen haben muß. In der geringen Größe des M_3, dessen Größenverhältnis zu M_2 sich aus der Größe der Alveole hinreichend genau beurteilen läßt, nimmt der Jockgrimer Bär, wie die Tabelle zeigt, eine mittlere Stellung im Kreis des *Ursus Deningeri* von Mosbach ein. Die M_3-Alveole des Mauerer Unterkiefers weicht schließlich noch besonders dadurch von der unseres Jockgrimer Unterkiefers ab, daß

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

außer der im vorderen Teil der Alveolenaußenwand und der in der Mitte der Alveoleninnenwand entwickelten Knochenleiste hinten innen noch eine kräftige Knochenleiste in die Alveole einspringt. Dem hat naturgemäß die Gliederung der Wurzelpartie des M_3 entsprochen, die danach aus drei verschmolzenen größeren Prismen aufgebaut gewesen sein muß. Bei *Ursus Deningeri* von Mosbach ist die Knochenleiste an der M_3-Alveole hinten, die dem Jock-

Einige Unterkiefermaß

	Ursus etruscus		*Ursus Deningeri*									
	Val d'Arno		Jockgrim	Mosbach								
	Museum Basel	nach Ristori	Museum Speyer	Museum Mainz								Schwankungsbreite
Länge der Alveolen von $M_2 + M_3$ . .	—	—	49,7	49,8	53,0	48,2	48,1	48,7	47,8	—	49,0	48,1—53,0
Länge der Alveole von M_3	—	—	21,9	19,5	23,0	23,2	20,0	24,0	etwa 21,4	21,9	23,0	19,5—24,0
Länge der Alveole von M_2	—	—	25,1	etwa 25,9	23,7	23,2	25,0	22,0	etwa 23,0	—	22,4	22,0—25,9
Länge von M_2 . .	24,5	25,0	26,5	25,6	27,3	25,3	27,0	25,5	27,4	26,7	26,2	25,3—27,4
Größte Breite von M_2	14,6	16,5	16,3	16,5	16,2	16,7	17,5	16,0	16,4	16,7	15,7	15,7—17,5
Dgl. in % der Länge	*59,6*	*66,0*	*61,5*	*64,5*	*59,4*	*66,1*	*65,0*	*62,9*	*60,0*	*62,6*	*60,0*	*59,4—66,1*
Kieferhöhe hinter M_3	—	—	69,1	—	—	62,0	54,4	59,0	53,0	60,0	69,5	53,0—69,5
Kieferhöhe zwischen M_3 und M_2 . . .	—	—	64,0	—	—	59,0	51,6	54,4	48,4	55,8	62,5	48,4—62,5
Länge von M_2 in % der Kieferhöhe zwischen M_3 u. M_2	—	—	*41,5*	—	—	*42,9*	*52,3*	*46,9*	*56,6*	*48,0*	*42,0*	*42,0—56,6*
Kieferhöhe zwischen M_2 und M_1 . . .	—	—	61,0	—	—	54,8	51,2	52,6	45,5	—	60,5	45,5—60,5
Dgl. in % der Kieferhöhe zwischen M_3 und M_2	—	—	95,4	—	—	93,0	99,1	97,0	94,0	—	96,9	93,0—99,1
Länge von M_2 in % der Kieferhöhe zwischen M_2 u. M_1	—	—	*43,5*	—	—	*46,2*	*52,8*	*48,5*	*60,3*	—	*43,4*	*43,4—60,3*
Kieferdicke zwischen M_3 und M_2 . . .	—	—	19,5	—	—	19,1	19,0	20,8	17,2	19,4	21,0	17,2—21,0
Kieferdicke zwischen M_2 und M_1 . . .	—	—	17,5	—	—	17,8	18,2	19,5	16,3	—	20,5	16,3—20,5
Dgl. in % der Kieferhöhe zwischen M_2 und M_1	—	—	*28,7*	—	—	*32,5*	*35,6*	*37,1*	*35,9*	—	*33,9*	*32,5—37,1*

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

grimer Bär fehlt, recht ungleichmäßig entwickelt. Weitaus die meisten Unterkiefer, und zwar alle, bei denen diese Frage infolge Ausfalls des M_3 wirklich entschieden werden kann, zeigen sie, schwach bis sehr gut entwickelt. Einer Anzahl von Unterkiefern scheint sie zu fehlen, doch läßt sich das wegen der in der Alveole sitzenden M_3 nicht mit Bestimmtheit behaupten. Auf jeden Fall verhält sich der Jockgrimer Bär in diesem Merkmal primitiver als die

ssiler Bären (in mm)

		Spelaearctos spelaeus											*Spelaearctos arctoidens*
auer		Charlottenhöhle Hürben	Drachenhöhle	Ungarn	Hohlestein								Grotte de l'Herme
	nach Frendenberg	Geolog. Institut Tübingen		Museum Mainz	Naturalienkabinett Stuttgart						Schwankungsbreite	Mittel	Museum Mainz
1	—	56.4	55,6	59,0	—	—	—	—	—	—	—	—	50,4
0	—	25,8	—	26,5	—	—	—	—	—	—	—	—	22,0
6	—	27,5	—	28,3	—	—	—	—	—	—	—	—	24,8
7	27,7	30,8	31,8	31,0	32,8	28,2	32,2	28,4	28,2	30,6	28,2—32,8	30,0	26,9
a													
7	16,8	19,3	20,0	19,3	20,0	17,8	20,8	17,1	16,8	18,0	16,8—20,8	18,4	15,9
9	*60,8*	*62,7*	*63,0*	*62,4*	*61,0*	*63,2*	*64,6*	*60,2*	*59,7*	*59,0*	*59,0—64,6*	*61,3*	*59,1*
7	—	71,0	87,5	53,2	—	—	—	—	—	—	—	—	64,5
9	—	67,2	84,2	51,0	—	—	—	—	—	—	—	—	61,5
4	—	*45,8*	*37,8*	*60,8*	—	—	—	—	—	—	—	—	*43,8*
·	—	63,6	79,5	52,0	—	—	—	—	—	—	—	—	57,3
·	—	94,6	94,4	101,9	—	—	—	—	—	—	—	—	93,2
·	—	*48,9*	*40,0*	*59,6*	—	—	—	—	—	—	—	—	*47,0*
3	—	25,0	31,0	24,6	—	—	—	—	—	—	—	—	25,5
5	—	23,0	25,2	21,0	—	—	—	—	—	—	—	—	23,5
·	—	*36,2*	*31,7*	*40,4*	—	—	—	—	—	—	—	—	*41,1*

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

große Mehrzahl der *Deningeri*-Formen von Mosbach. Der Mauerer Unterkiefer dagegen kommt in Bau und Größe der M_3-Alveole, wie überhaupt in seinen sehr beträchtlichen Dimensionen *Spelaearctos spelaeus* schon sehr nahe, ja man darf sagen, daß er darin mit *Spelaearctos spelaeus* übereinstimmt. Die gleiche Gliederung der M_3-Alveole bzw. der Wurzel des M_3 wie beim Mauerer *Ursus Deningeri* fand ich bei dem Bären der *Arctos*-Gruppe und bei *Spelaearctos spelaeus*.

M_2. Der zweite Molar fällt in Längen- und Breitenmaß, wie die Tabelle zeigt, mitten in die entsprechenden Werte des *Ursus Deningeri* von Mosbach. Ein eigentliches Cingulum fehlt, ist aber gewissermaßen noch angedeutet durch einen lokalisierten basalen Schmelzwulst auf der Außenseite vorn am Talonid, wo auch *Ursus Deningeri* und *Ursus spelaeus* ähnliche, in Stärke und Ausdehnung sehr variable Schmelzverdickungen zeigen.

Die Zahnkrone ist soweit abgekaut, daß in einem den ganzen Außenrand begleitenden Streifen der Schmelz ganz weggeschliffen, daß alle Höcker der Kaufläche aufgeschliffen sind und als Dentininseln im Schmelz liegen. Trotz dieses Abkauungszustandes sind alle größeren Einzelelemente sehr gut zu unterscheiden. Das Paraconid ist, wie auch meist beim Mosbacher *Ursus Deningeri*, nur sehr schwach entwickelt. Protoconid und Metaconid sind mit den von beiden gegen die Zahnmitte laufenden Jochen so weit aufgeschliffen, daß sie zwei in der Mittellinie des Zahnes mit der Spitze zusammenstoßenden Dreiecken gleichen. Hinter dem Metaconid folgt ein kräftiger, am Innenrand gelegener weiterer Höcker. Das Hypoconid ist am Außenrand weggeschliffen. Es ist aber der nach innen zu ihm vorgelagerte Höcker oder Schmelzwulst in Gestalt einer „Dentininsel", also aufgeschliffen, erhalten. Sie zeigt in ihrer allseitigen Abgeschlossenheit, daß dieser innere Höcker ein vollständig selbständiges Element ist bzw. war, das ebenso wie bei *Ursus Deningeri* und meist auch bei *Spelaearctos spelaeus* vom Hypoconid selbst durch einen tiefen Graben getrennt gewesen ist. Diese scharfe Gliederung der Hypoconidpartie in zwei Höcker, einen äußeren und einen inneren, ist typisch für *Ursus Deningeri*, es unterscheidet ihn, wie ich in einer anderen Arbeit über den Bär von Süßenborn näher erörtern werde, gut von den Bären der *Arctos*-Gruppe, bei denen der innere Höcker dem äußeren als eine breite, nicht höckerartig zugespitzte

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Schmelzwulstung angelagert erscheint. Bei *Ursus etruscus* scheinen sich nach RISTORIS Abbildungen (16) beide Ausbildungen der Hypoconidpartie und zwischen ihnen liegende Übergänge zu finden. Ein mir von H. G. STEHLIN freundlichst ausgeliehener M_2 mand. von *Ursus etruscus* schließt sich in dem Merkmal der *Arctos*-Gruppe an.

Das Schmelzbereich um die Hypoconidpartie ist beim Jockgrimer Zahn so gut wie nicht gegliedert, eine vor der Abkauung vorhandene Gliederung kann nur flach, wenig tiefgreifend und damit nur einfach gewesen sein.

Das Entoconid ist relativ schwach, seine Dentininsel ist in höherem Maße kleiner als die des inneren Hypoconidhöckers, als es bei entsprechend abgekauten Zähnen des *Ursus Deningeri* von Mosbach und Mauer der Fall ist. Bei diesem Bär ist das Entoconid überhaupt wesentlich kräftiger. Auffallend schwach ist an unserem Zahn schließlich auch der vor dem Entoconid stehende, ebenfalls weit aufgeschliffene Sekundärhöcker, der bei *Ursus Deningeri* von Mosbach und bei *Spelaearctos spelaeus* in weitaus den meisten Fällen die gleiche Größe wie das Entoconid besitzt, in keinem Falle ihm wesentlich nachsteht.

Am hinteren Rand des Zahnes läuft vom Entoconid gegen die Mediane des Zahnes eine aufgeschliffene Leiste, die ursprünglich wohl mehrere kleine Sekundärhöcker trug.

Die Kaufläche zeigt trotz starker Abkauung noch sehr deutlich die Grundelemente, die wir am M_2 mand. fast aller Bären antreffen. Aber es fehlt alles Beiwerk an kleinen, tiefer in der Krone individualisierten Höckern, an Runzeln und Furchen in den Kronendepressionen zwischen den großen Höckern. Die Gliederung erscheint einfacher als bei *Ursus Deningeri* von Mosbach und Mauer. Das ist wohl zum wesentlichen Teil Folge der Abkauung, nicht aber ausschließlich. Der stärker als unser Zahn abgekaute M_2 in dem *Deningeri*-Unterkiefer von Mauer zeigt in den Depressionen zwischen den großen aufgeschliffenen Höckern allerlei Furchen und Runzeln, von denen der Jockgrimer Zahn kaum Spuren erkennen läßt.

Auch in der schwächeren Detailgliederung der Krone des M_2 mand. erweist der Bär von Jockgrim einen primitiven Charakter gegenüber dem *Ursus Deningeri* von Mauer und Mosbach.

M_1. Vom M_1 ist nur der Talon und ein kleines Stück des Trigonids erhalten, auf dem man noch den hinteren Teil des aufgeschliffenen Metaconid und nach außen

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

schräg gegenüber den aufgeschliffenen, sehr schwachen Sekundärhöcker zwischen Protoconid und Hypoconid sehen kann. Dieser Höcker ist nach v. REICHENAU bei *Ursus etruscus*, *Spelaearctos spelaeus* und bei *Ursus Deningeri* von Mosbach, mit Ausnahme der chthamalognathen Kiefer vorhanden. Der Talon trägt ein kräftiges Hypoconid, ein kräftiges Entoconid, vor dem zwei kleine Sekundärhöcker stehen, wie es bei *Ursus Deningeri* von Mosbach auch häufig der Fall ist. Im ganzen zeigt auch dieser Zahn außer den Hauptelementen eine weniger detaillierte Gliederung, als sie *Ursus Deningeri* eigentümlich ist. Für den M_1 eines mesognathen Kiefers ist der Sekundärhöcker zwischen Protoconid und Hypoconid schwach entwickelt.

Die Merkmale, die wir für den Jockgrimer Bären als primitiv gegenüber *Ursus Deningeri* von Mosbach und Mauer hervorgehoben haben, unterliegen unstreitig im *Deningeri*-Kreis und ebenso bei *Ursus etruscus*, ja *Spelaearctos spelaeus* gewissen, zum Teil starken Schwankungen. Aber ihre Vereinigung an einem Individuum ist doch sehr beachtenswert, zumal es sich nicht um einen chthamalognathen Kiefer handelt, der nach v. REICHENAUS Untersuchungen in verschiedenen Gebißmerkmalen stets primitiver ist, sondern um einen mesognathen Kiefer. Und im Kreis der mesognathen Formen von *Ursus Deningeri* nimmt der Kiefer von Jockgrim trotz seiner beträchtlichen Kieferhöhe unzweifelhaft eine tiefe Stellung ein; er trägt in diesem Sinne Vorläufercharaktere, repräsentiert eine ältere Form.

II. Das Alter der Fauna von Jockgrim.

Über das Alter des Jockgrimer Tonlagers, in dessen „obersten Niveaus" sich nach FREUDENBERG (5, S. 66) die Hauptmasse der Säugetierreste gefunden hat, finden wir in FREUDENBERGS Arbeiten zahlreiche Angaben. Er hält (FREUDENBERG 5, 7, 8) den Jockgrimer Ton für gleichaltrig mit den Kiesen von Süßenborn und pro parte mit den Sanden von Mosbach. Spezieller vergleicht er ihn mit seinem ältesten Löß an der Bergstraße, der nach ihm als „Lehmzone" rheinischen Sanden zwischengelagert ist. „So können wir", schreibt er (6, S. 104), „das Tonlager von Jockgrim als das zeitliche und faunistische Äquivalent der tiefsten Lehmzone im Innern der Mosbacher Sande an der Bergstraße auffassen, wie ich das schon 1908 an-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

gedeutet habe, indem ich Jockgrim als Steppenphase zwischen zwei Waldphasen (die ältere: tieferes Mauer, die jüngere: Frankenbach) einschaltete." Durch den anschließenden Satz erfährt die ältere Andeutung und, wie mir scheint, auch die jüngere Auffassung eine gewisse Abschwächung: „Heute bin ich freilich geneigt, mehr Lokalfaunen als durchgehende Verschiebungen in der Tierwelt in diesem Wechsel zu erblicken."

Nun hält FREUDENBERG (vgl. 6, S. 102 und 126 f.) die sogenannte Rutotbank innerhalb der Mauerer Sande, eine Auemergelbildung ± lokalen Charakters, wie ich früher (18) gezeigt habe, für einen solchen ältesten abgeschwemmten Löß und damit für gleichaltrig mit dem Jockgrimer Ton. Das gleiche Alter nimmt er, wie wir sahen, für eine „Lehmbank" in Anspruch, die im Profil vom Pilgerhaus bei Weinheim die Sande der Mosbacher Stufe teilt. Er bezeichnet diese trennende Bank in der Profildarstellung (6, S. 116) als ältesten Schwemmlöß „mit Jockgrimfauna" (?). Diese faunistische Charakterisierung ist aber außerordentlich unsicher und kann FREUDENBERGS Auffassung vom Alter der eingelagerten Auemergelbildungen alias Schwemmlöß und damit vom Altersverhältnis der Jockgrimer zur Mosbacher und Mauerer Fauna nicht zur Stütze gereichen. Seine Grundlagen sind folgende: „Bei den Grabungen von 1905/1906 fand man in Bruchstücken die Tibia eines Proboszidiers, die mit *Elephas Trogontherii*, der Lößform, eher als mit *E. antiquus* übereinstimmen dürfte." (6, S. 120.) Daß diese Beurteilung sehr unsicher ist, geht aus anderen Ausführungen des Autors hervor: „Es sei denn, daß der im ältesten Schwemmlöß (zwischen, nicht über den Flußsanden!) am Pilgerhaus gefundene Proboszidier zu *E. Trogontherii* gehöre." (6, S. 106—107.) „Der darunter sich in Erosionsfurchen (doch ohne einen großen zeitlichen Abstand) ausbreitende älteste Löß enthält am Pilgerhaus einen nicht näher bestimmbaren Elefanten" (6, S. 123). Auf Grund eines solchen Befundes kann man nicht wahrscheinlich machen, ja nicht einmal mutmaßen, daß die „Lehmbank" innerhalb der Mosbacher Sande am Pilgerhaus mit dem Jockgrimer Tonlager gleichaltrig sei; ganz abgesehen davon, daß ein *Elephas trogontherii* führender Horizont innerhalb der gerade durch eben diesen Elefanten charakterisierten Mosbacher Sande niemals als besondere Zeitstufe innerhalb der Mosbacher Sande in Anspruch genommen werden kann. Und ebenso fehlt jeder Beweis für die An-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

nahme, daß das Jockgrimer Tonlager mit der „Rutotbank" von Mauer zu parallelisieren wäre. Aus dieser Bank kenne ich sicher (aus der FÖRSTERschen Sammlung) Reh und Edelhirsch. Von den drei Individuen des *Elephas trogontherii*, die bisher von Mauer in Gebißresten nachgewiesen sind (SOERGEL; 18), stammen die Reste von zweien sicher aus Kies, wie das anhaftende Gestein beweist, das Zahnfragment des dritten im Geologischen Institut zu Tübingen nach den anhaftenden Gesteinsresten, aus einer feinsandigen, mergelhaltigen Schicht. Die eine Seitenwand des Zahnstückes ist bedeckt mit einer „Eisenkruste", wie sie sich gern an der Basis von Mergelschichten in Kieslagern bildet. Der Zahn könnte also wohl aus einer der verschiedenen Mergelschichten stammen, die im Verlaufe des Abbaus in Mauer angeschnitten worden sind, er könnte auch in der Rutotbank gelegen haben. Ein bestimmter Fundhorizont läßt sich auch für diesen Zahn nicht wahrscheinlich machen. Und selbst wenn er in der Rutotbank gefunden worden wäre, so könnte er in Anbetracht des sicher kiesigen Lagers der beiden anderen Reste von *El. trogontherii* im Sinne der FREUDENBERGschen Interpretation keine ausschlaggebende Bedeutung beanspruchen.

Es gibt bis heute keine Anhaltspunkte dafür, daß solche in Altwasserrinnen gebildete, Kiesmassen einer Schotterterrasse zwischengelagerte Mergelbänke eine andere Säugetierfauna führten, als die liegenden und die hangenden Kiesmassen. Die Haupt-Mergel- oder Tonbank, die im erschlossenen Kieskomplex des Süßenborner Kieslagers sehr weit, aber nicht regional verbreitet ist, hat bisher keine Spezies geliefert, die nicht auch über und unter ihr in den Kiesen vorkäme.

Eine zeitliche Parallelisierung des Jockgrimer Tonlagers mit der Rutotbank in Mauer oder der „Lehmbank" innerhalb der Mosbacher Sande am Pilgerhaus kann also faunistisch gar nicht begründet werden. Die vorliegenden Funde und die Erfahrungen über die Fossilführung solcher Kiesen eingelagerte Auemergelbänke in anderen Gebieten sprechen deutlich dagegen. Auch in den geologischen Befunden findet eine solche Auffassung keine Stütze. FREUDENBERG hält den Ton von Jockgrim für einen abgeschwemmten verlehmten Löß, desgleichen die Rutotbank von Mauer und die „Lehmbank" innerhalb der Mosbacher Sande am Pilgerhaus. Für die Rutotbank trifft diese Deutung sicher nicht zu, sie ist eine einfache fluviatile Auemergelbildung

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

(vgl. SOERGEL 18). Wenn FREUDENBERG diese Auemergelbildung als verschwemmten Löß anspricht, so darf man seiner Deutung der „Lehmbank" im Pilgerhausprofil und des Tons von Jockgrim, die ich beide anstehend nicht gesehen habe, als verschwemmte Lößmassen mit Zweifel begegnen. Sollte das Ursprungsgestein des bläulich-grauen Tons, der mehreren der mir übersandten Fossilien von Jockgrim anhaftete, ein Löß gewesen sein, so müßte er jedenfalls sehr erhebliche Veränderungen erlitten haben, die eine Bestimmung des Gesteins auf analytischem Wege, ob alter Löß oder Rheinschlick, sehr erschweren würden. FREUDENBERG glaubt allerdings durch eine Anzahl Analysen (6, S 103 und 105) beweisen zu können, daß im Jockgrimer Ton kein alter Rheinschlick vorläge. Die beiden vom Jockgrimer Ton gegebenen Analysen, die eine vom blauen Ton, die andere von der obersten gelben, offenbar durch Oberflächenverwitterung aus dem blauen Ton hervorgegangenen Schicht, zeigen zunächst, wie beträchtliche Änderungen in der chemischen Zusammensetzung schon die Oberflächenverwitterung hervorrufen kann. Der Vergleich dieser Analysen mit der eines alluvialen Rheinschlicks in FREUDENBERG's Arbeit (6) ist nicht stichhaltig, weil die Komponenten des alluvialen Rheinschlicks zum Teil in anderer Gruppierung bzw. Bindung dargestellt sind, weil das Material der einen Jockgrimer Analyse vorher bei 100° geglüht wurde, weil der beim Jockgrimer Ton irgendwie in Verlust gegangene, in dem alluvialen Rheinschlick mit 21,44% vertretene Kalkgehalt in der Analyse des Rheinschlicks die Werte aller anderen Komponenten gegenüber den entsprechenden Werten des Jockgrimer Tons stark herabdrücken muß. Eliminiert man, zunächst ohne Berücksichtigung der anderen Veränderungen, die eine chemische Verwitterung unter humidem Klima hervorrufen muß, den kohlensauren Kalk aus dem alluvialen Rheinschlick, so zeigt sich doch eine recht große Ähnlichkeit in den in Vergleich gestellten Analysen. 55,26% SiO_2 im Rheinschlick stehen 58,98 und 65,50% SiO_2 im Jockgrimer Ton gegenüber; 3% MgO im Rheinschlick 2,97% im blauen und 0,75% im gelben, verwitterten Jockgrimer Ton, 1,44% K_2O im Rheinschlick 2,88% im blauen, 1,80% im gelben Jockgrimer Ton. Am größten bleiben die Unterschiede im Tonerde- und Eisengehalt. 9,8% Al_2O_3 im Rheinschlick stehen 18,57 im blauen und 23,30 im gelben Ton von Jockgrim gegenüber, und 1,69% Fe_2O_3 im Rheinschlick 6,51%

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

im blauen und 9,7% im gelben Ton von Jockgrim. Der Tongehalt ist aber überhaupt sehr schwankend in fluviatilen Bildungen und der Eisengehalt einer Gesteinsprobe ist, ganz abgesehen von ähnlichen Schwankungen in nicht unbeträchtlichem Maße, abhängig von Vorgängen, die nach Ablagerung des Gesteins wirksam waren. Ich kann diesen Analysen, die durch weitergehende Umrechnungen überhaupt erst voll vergleichbar gemacht werden könnten, keinen Grund dafür entnehmen, daß im Jockgrimer Ton kein alter Rheinschlick oder Auemergel vorläge. Daß solchen Auemergelbildungen Lößmaterial zugemischt ist oder sein kann, soll nicht bestritten werden. Es können sehr wohl schon zur Bildungszeit der Mosbacher und Mauerer Sande Lösse im Einzugsgebiet des Neckar, Main und Rhein angestanden haben. Sie müssen den Flüssen Material geliefert haben, das vermischt mit der gewöhnlichen Flußtrübe besonders in Altwasserrinnen zum Absatz gelangen konnte. Aber die Zeit eines solchen Absatzes braucht keineswegs eine Lößbildungsperiode, ein Steppenphase gewesen zu sein, und das Lößmaterial herrscht in solchen Auemergelbänken innerhalb von Kiesmassen nie in einem Maße vor, daß über ihren Charakter als fluviatiler Auemergel ein Zweifel herrschen könnte. Regionale stratigraphische Bedeutung haben derartige Bildungen nicht, auch nicht für ein so kleines Gebiet, wie es die Orte Mosbach—Wiesbaden, Mauer und Jockgrim umgrenzen. Und selbst in engeren Ablagerungsbereichen können wir ihnen keine genetisch-stratigraphische Bedeutung einräumen, wie das mit fortschreitendem Abbau erfolgte Schwinden der Rutotbank und das Erscheinen neuer Auemergelbänke über und unter dieser überschätzten Bank im Profil von Mauer beweisen. Es bedarf weder tektonischer noch besonderer klimatischer Ursachen, um solche Auemergelbänke im Aufschüttungsbereich eines Flusses entstehen zu lassen. Sie sind als Ablagerungen in Altwasserrinnen die selbstverständlichen zeitlichen Äquivalente von Schotter-, Kies- und Sandablagerungen im Talgebiet unkorrigierter Flüsse.

Ich kann aus allen diesen Gründen auch die geologischen Argumente nicht als stichhaltig anerkennen, die Freudenberg für die von ihm vertretene Auffassung vom Altersverhältnis der Jockgrimer zur Mosbacher und Mauerer Fauna anführte. Der einzige Weg, hier zu gesicherten Ergebnissen zu gelangen, scheint mir heute noch der faunistisch-stratigraphische. Er darf zur Bestimmung des

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Altersverhältnisses von Jockgrim zu Mosbach und Mauer unbedenklich eingeschlagen werden, weil die drei Fundorte innerhalb des Oberrheingebietes in einem Bereich liegen, das zur gleichen Zeit auch von der gleichen Tierwelt bewohnt gewesen sein muß. Größere, nachweislich nicht nur auf einer Lückenhaftigkeit der bisherigen Aufsammlungen beruhende Unterschiede im Vorkommen faziell verschieden angepaßter Säugetierarten zwischen den Faunen der drei Fundorte und besonders verschiedene Entwicklungshöhe gleicher Arten bzw. Stammarten beweisen deshalb hier unbedingt verschiedenes Alter.

Ich habe schon vor Jahren (18) versucht, durch faunistische Vergleiche das Alter der Fauna von Jockgrim festzulegen. Da ich die damals vertretenen Anschauungen, soweit sie zunächst das Altersverhältnis zu Mauer und Mosbach betreffen, auch heute nach Ergänzung der Jockgrimer Fauna nicht zu ändern habe, vielmehr in den neu hinzugekommenen Arten eine weitere Stütze für diese Anschauungen finde, so kann ich mich im folgenden kürzer fassen.

Der altdiluviale Ton von Jockgrim hat bisher folgende Arten geliefert:

1. *Equus* cf. *germanicus* NEHR.
2. *Rhinoceros etruscus* FALC.
3. *Hippopotamus amphibius* L.
4. *Alces* sp. cf. *latifrons* JOHNS.
5. *Capreolus capreolus* L.
6. *Cervus elaphus* L.
7. *Cervus megaceros verticornis* DAWK.
8. *Bison priscus* v. MEYER
9. *Elephas meridionalis trogontherii* und *trogontherii* POHL.
10. *Trogontherium Cuvieri* FISCH.
11. *Canis neschersensis (Croizet)* DE BLAINVILLE.
12. *Ursus Deningeri* v. REICHENAU.

Von diesen Arten gestatten Elch, Reh und Edelhirsch wegen des sehr spärlichen Materials keinen näheren Vergleich mit den entsprechenden Arten der Fauna von Mauer, die wir zunächst in Betracht ziehen wollen. *Elephas trogontherii* in beiden Formen und der langhornige Bison von Jockgrim charakterisieren die Tierwelt einer offenen, waldarmen Landschaft, die aber nicht die reinen Züge einer Steppe getragen haben kann, wie die Cerviden, vor

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

allem Edelhirsch und Reh erweisen. Der fazielle Unterschied gegen die Waldfauna von Mauer ist aber groß genug, um eine Gleichaltrigkeit beider Faunen auszuschließen. Unter den Mauer fehlenden Arten, *Hippopotamus amphibius, Cervus megaceros verticornis, Elephas meridionalis trogontherii, Trogontherium Cuvieri* und *Canis neschersensis* — der Canide von Mauer gehört zu *Canis mosbachensis* — beweisen zum mindesten der Elephant und der große Biber das höhere Alter von Jockgrim. In welchem Niveau auch immer die Zähne des *Elephas trogontherii* von Mauer gelegen haben mögen, die zum Teil recht primitiven, auf *El. meridionalis trogontherii* zu beziehenden Zähne von Jockgrim deuten unbedingt auf ein höheres Alter dieser Fauna. Nehmen die Reste von *El. trogontherii* von Mauer ein besonders tiefes Lager im gesamten Kieskomplex ein, so ist das höhere Alter von Jockgrim ohne weiteres sicher. Entstammen die Zähne des *El. trogontherii* von Mauer den obersten Schichten über der durch *El. antiquus* charakterisierten Hauptmaße der Kiese, so muß Jockgrim ebenfalls älter sein als das gesamte, durch Funde belegte Mauer, da es der *El. antiquus* führenden Hauptmasse der Kiese nicht zeitlich entsprechen kann. Zum gleichen Ergebnis führt der Vergleich in einigen anderen Arten. *Rhinoceros etruscus* von Jockgrim nimmt im Rahmen der Mauerer in einigen Merkmalen gelegentlich an *Rh. Merkii* anklingenden *Etruscus*form (vgl. Soergel 18, Wurm 21) eine tiefe Stellung ein; der Bär von Jockgrim ist primitiver als *Ursus Deningeri* von Mauer. Der Umstand, daß von diesen Arten erst sehr wenig in Jockgrim gefunden worden ist, schränkt ihre Bedeutung für die Altersfrage nicht ein, da das in Vergleich gestellte Material von Mauer mit Ausnahme des Bären sehr umfangreich ist und da man in dem Auffinden nur oder vorherrschend primitiverer Formen bei verschiedenen Gattungen in Jockgrim doch keinesfalls nur einen Zufall sehen kann. Die primitiven Molaren aus dem *El. trogontherii*-Kreis und das nach Freudenberg häufige Vorkommen von *Trogontherium Cuvieri* bleiben stets entscheidend für das höhere Alter der Jockgrimer Fauna.

Dieses Altersverhältnis findet auch in dem von Freudenberg (5) beschriebenen Profil von Jockgrim eine Stütze. Es entsprechen die grauen Rheinsande mit *Elephas antiquus*, die nach Zwischenschaltung eines Lignithorizontes über dem Tonkomplex liegen, wie Freudenberg (9, S. 131)

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

schon ausführte, den Mauerer Sanden oder doch einem Teil der Mauerer Sande.

Ein Altersvergleich mit der Mosbacher Fauna hat zunächst zu berücksichtigen, daß die Mosbacher Fauna nicht einheitlich ist. Sie besteht, wie ich früher (18) auseinandergesetzt habe, aus drei Teilen, die nach den Proboszidiern als *Mastodon arvernensis*-Fauna, *Elephas meridionalis*-Fauna und *Elephas trogontherii*- und *antiquus*-Fauna bezeichnet werden können. Der letzten gehört die Hauptmasse der in Mosbach gefundenen Skelettreste bzw. Arten an. Daß die Jockgrimer Fauna älter sein muß als diese letzte, von mir früher als Mosbacher Hauptfauna bezeichnete Fauna, ergibt sich aus den im Vergleich mit der Mauerer Fauna genannten Gründen. Es kommt hier, wo auch in der verglichenen Fauna *Elephas trogontherii* der herrschende Elefant ist, noch das Fehlen des *Cervus megaceros verticornis* als wichtiges Moment hinzu. Nun haben zwar auch die Mosbacher Sande einen sehr guten Schädel eines Hirsches aus dem Kreis des *Cervus megaceros verticornis* geliefert, er hat sich aber im tiefsten Niveau der Mosbacher Sande gefunden, aus dem *Trogontherium Cuvieri* ausschließlich und *Hippopotamus major* fast ausschließlich entstammen; es ist das Fundniveau unserer zweiten oder *Meridionalis*-Fauna von Mosbach. Ich halte mich zu einer Zuordnung dieses Hirsches aus der *Verticornis*-Gruppe zur Mosbacher *Meridionalis*fauna um so mehr berechtigt, als dieser Hirsch in der Entwicklung von Aug- und Eissproß einen primitiven Zug trägt gegenüber den *Verticornis*formen, die mit *Elephas trogontherii* zusammen gefunden wurden. Bei diesen ist die Augsprosse entweder bis auf einen ± kräftigen Knopf reduziert oder völlig verschwunden. Ein solcher *C. megaceros verticornis* fehlt aber der Mosbacher *El. trogontherii*-Fauna.

Daß die Jockgrimer Fauna jünger sein muß als die *Meridionalis*fauna von Mosbach, beweist allein schon das Vorkommen des phylogenetisch jüngeren Elefanten in Jockgrim. Die Fauna von Jockgrim steht also zeitlich zwischen der *Meridionalis*- und der *El. trogontherii*-Fauna von Mosbach, sie ist, wie ich schon früher (18) gezeigt habe, dem Mosbacher Faunenkomplex zeitlich zwischengeschaltet, nicht aber mit einer ihrem Fundgestein petrographisch entsprechenden Ablagerung dem Mosbacher Ablagerungskomplex.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Ob tiefere Horizonte der Mosbacher Sande dem J grimer Tonlager, ob eine Anzahl von Mosbacher Foss zeitlich der Fauna von Jockgrim entsprechen, läßt heute noch nicht endgültig entscheiden, ist aber wahrsch lich. Wie mir O. SCHMIDTGEN mitteilte, stammt der U kiefer eines sehr primitiven, als *Elephas meridionalis gontherii* zu bezeichnenden Elefanten von der Basis Mosbacher Sande. Er entspricht völlig dem Elefa von Jockgrim. Es ist bei dem offenbar verschiedenen logischen Alter der in den tiefsten Mosbacher Schic gefundenen Säugetierreste sehr wohl möglich, daß di Unterkiefer ein Vertreter der Jockgrim-Fauna ist, daß e solchen zwischen der Mosbacher *El. meridionalis*- und *El. trogontherii*-Fauna zeitlich stehenden Fauna auch anderen Mosbacher Arten eine Reihe von Fundstüc zuzuzählen sind. Auf jeden Fall aber wäre eine sol der Jockgrimer zeitlich entsprechende Fauna bis heute sehr schwach vertreten, wir würden ihr Vorhanden mit größerer Berechtigung behaupten dürfen, wenn tieferen Schichten der Mosbacher Sande Reste des typisch d. h. phylogenetisch jüngeren *C. megaceros verticornis* u *Canis neschersensis* gefunden worden wären. *Canis m bachensis*, dem alle Canidenreste aus den Mosbacher Sande angehören, liegt in den mittleren Schichten der Mosbache Sande und gehört zweifellos der *El. trogontherii*- — *El. anti quus*-Fauna an.

Die Altersverhältnisse zwischen den Faunen von Jock grim, Mosbach und Mauer sind danach in ganz sch matischer Darstellung die folgenden:

Jockgrim	Mosbach		Mauer
	Elephas trogontherii- u. *Elephas antiquus*-Fauna	III	*Elephas trogontherii*?
Elephas antiquus-Fauna der grauen Rheinsande			*Elephas antiquus*-Fauna
Elephas meridionalis trogontherii-Fauna des Tonlagers	*Elephas meridionalis trogontherii*	IIIa	

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

		Canis Dingo	*Canis mesomelas*	*Canis lateralis*	*Canis aureus*	*Canis anthus*	*Canis lupaster*	*Lykaon pictus*
		rezent	rezent					rezent
	land	Australien		Ostafrika	Punjab Ostindien	Nordafrika	Cairo	Südafrika
Del mpan	Mainz	Nat.-Kab. Stuttgart	Nat.-Kab. Stuttgart					Geol. Instit. Tübingen
Del mpan renz erte)	ENAU	SOERGEL	SOERGEL					SOERGEL
19	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53
8—14	16,1	11,7	12,9	12,2	10,1	9,0	10,4	11,8	11,8	11,9
0— 6	7,7	6,2	6,9	6,4	4,4	4,2	4,8	6,0	6,0	5,9
5—46	46,8	53,0	52,7	52,5	43,5	46,6	46,1	50,8	50,8	49,6
—	—	—	12,2	12,0	9,0	9,0	9,5	10,8	11,5	11,3
—	—	9,7	10,0	10,1	8,5	8,1	8,4	9,8	10,0	10,9
—	—	—	81,9	84,0	94,4	90,0	88,5	90,8	87,0	96,4

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

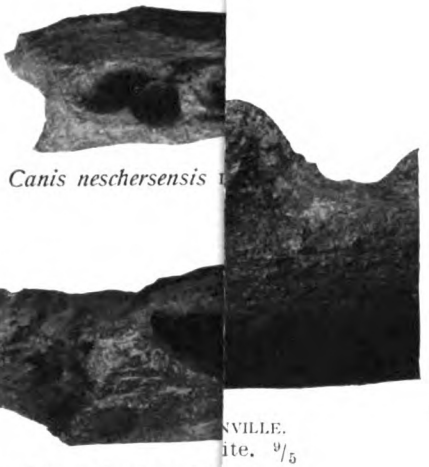
Digitized by Google
Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

		Canis Dingo	*Canis mesomelas*	*Canis lateralis*	*Canis aureus*	*Canis anthus*	*Canis lupaster*	*Lykaon pictus*
		rezent	rezent					rezent
	land	Australien	Ostafrika		Punjab Ostindien	Nordafrika	Cairo	Südafrika
Del *mpan*	Mainz	Nat.-Kab. Stuttgart	Nat.-Kab. Stuttgart					Geol. Instit. Tübingen
Del *mpan* renz erte)	ENAU	SOERGEL	SOERGEL					SOERGEL
19	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53
8—14	16,1	11,7	12,9	12,2	10,1	9,0	10,4	11,8	11,8	11,9
9— 6	7,7	6,2	6,9	6,4	4,4	4,2	4,8	6,0	6,0	5,9
5—46	46,8	53,0	52,7	52,5	43,5	46,6	46,1	50,8	50,8	49,6
—	—	—	12,2	12,0	9,0	9,0	9,5	10,8	11,5	11,3
—	—	9,7	10,0	10,1	8,5	8,1	8,4	9,8	10,0	10,9
—	—	—	81.9	84.0	94.4	90.0	88.5	90.8	87.0	96.4

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google
Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Tafel XVII.



6. *Canis neschersensis* [illegible]

NVILLE.
ite. $^{9}/_{5}$

2. *Ursus Deningeri* v.

NVILLE.
. $^{1}/_{1}$

NVILLE.
ite. $^{1}/_{1}$

1. *Ursus Deningeri* v.

SOERGEL phot.

UNIV. OF MICH.

Digitized by Google

Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Jockgrim	Mosbach	Mauer
Diluviale Rheinkiese und Sande mit zwischengelagerten Tonbänken	*Elephas meridionalis*-Fauna } II	
Pliocän	*Mastodon arvernensis* } I	

Die genauere Altersbestimmung der Jockgrimer Fauna im Gliederungssystem des Eiszeitalters erfordert über das Oberrheingebiet weit hinausgreifende faunistische Vergleiche. Aus dem durch Bohrungen bekannten gesamten Jockgrimer Diluvialprofil, das sich unter den Säugetiere führenden Tonen noch mehrere Dekameter in Rheinkiesen und Rheinsanden mit zwischengelagerten Tonbänken fortsetzt (FREUDENBERG 6, Thürach 20), ergibt sich zunächst, daß unser Tonlager keinesfalls dem Beginn des Quartär angehört. Es liegt eine gute Zeitstrecke vom Pliocän entfernt. Es ist andererseits, wie schon ganz allgemeine faunistische Vergleiche lehren, sicher nicht jünger als die sog. erste norddeutsche oder Mindelvereisung der Alpen. Welche spezielle Stellung es in diesem als Altdiluvium zu bezeichnenden Zeitraum einnimmt, kann nur im Vergleich mit altdiluvialen Faunen erschlossen werden, deren Fundgesteine zu den Glazialablagerungen eines der beiden großen europäischen Vereisungsgebiete in bestimmte Lagerungsbeziehungen treten. Altdiluviale Faunen von derartig sicher bestimmtem geologischen Alter kennen wir innerhalb Deutschlands nur in Thüringen; hier ist es vor allem die Fauna von Süßenborn, die nach ihrem Säugetierbestand wichtige Vergleichsmomente bietet. FREUDENBERG hat diese Fauna mit der von Jockgrim für gleichaltrig gehalten, ich selbst (18) habe geglaubt, in Süßenborn eine ältere und eine jüngere Fauna lediglich aus paläontologischen Erwägungen heraus unterscheiden und die ältere, genauer den jüngeren Teil der älteren, mit der Fauna von Jockgrim zeitlich parallelisieren zu können. Die Anhaltspunkte für eine solche Zweiteilung der Süßenborner Fauna waren schwach, im Fundniveau der Arten nicht zu begründen, der fazielle Charakter

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

beider Faunen der gleiche. Wollen wir sicher gehen und einer sicheren Eingrenzung des Alters der Jockgrimer Fauna vor einer nicht hinreichend zu sichernden Fixierung den Vorzug geben, so können wir hier die Süßenborner Fauna als eine Einheit auffassen.

Die Süßenborner und die Jockgrimer Fauna haben manche gemeinsamen Züge. In beiden trägt *Rhinoceros etruscus* primitive Charaktere; von *Elephas trogontherii*, der in beiden Faunen allein die Elefanten repräsentiert, sind auch aus Süßenborn eine Anzahl primitiver Molaren bekannt geworden, beide führen *Cervus megaceros verticornis*, und die Pferdeart von Jockgrim scheint in der Süßenborner, an Pferdearten reichen Fauna einen nahen Verwandten zu haben. Es bestehen unstreitig starke fazielle Ähnlichkeiten. Ein faunistischer Altersvergleich wird sich aber vor allem auf die Entwicklungshöhe der beiden gemeinsamen Arten zu stützen haben, und hierfür sind die Funde von Jockgrim leider in verschiedenen Arten noch ganz unzureichend. Für den Elefanten läßt sich, da im Verhältnis zu dem sehr großen Molarenmaterial aus Süßenborn primitive Molaren vom Gepräge der primitiven Molaren von Jockgrim in Süßenborn ungleich seltener sind, die Auffassung vertreten, daß *Elephas trogontherii* von Jockgrim einer etwas älteren Periode angehört. Elch, Rothirsch und Reh sind von Jockgrim für spezielle Vergleiche viel zu fragmentär und spärlich bekannt geworden. Und dasselbe gilt leider auch für *C. megaceros verticornis*, der in Jockgrim bisher nur Geweihstümpfe, aber keine Gebißreste geliefert hat. Das Vorkommen der Art oder Großart an sich entscheidet nicht, da Faunen mit Hirschen aus der *Verticornis*-Gruppe ein sehr verschiedenes Alter im Rahmen des Altdiluvium besitzen. Einer sehr frühen Zeit gehört von diesen Faunen die Fauna von St. Prest an, der gleichen oder einer wenig jüngeren Zeit die von Stehlin (10) beschriebene Fauna von Rossières. Wesentlich jünger sind die Faunen von Tiraspol, Süßenborn, Lauffen am Neckar (unter anderen mit *Elephas trogontherii* und *Equus mosbachensis*. Nat. Kal. Stuttgart) und Montreuil bei Paris, die der Vorstoßperiode der Mindeleiszeit angehören. Es ist, wenn die faziellen Bedingungen erfüllt waren, als durchaus möglich zu betrachten, daß auch innerhalb des von beiden Faunengruppen eingegrenzten Zeitraums Faunen mit einem Elefanten des *Meridionalis-Trogontherii*-Stammes und einem Hirsch aus dem *Ver-*

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

ticornis-Stamm bei uns gelebt haben. Die bisherigen Fundstücke von *C. megaceros verticornis* von Jockgrim gestatten leider keine phylogenetisch-stratigraphische Auswertung.

Für ein höheres Alter von Jockgrim könnte schließlich das reichliche Vorkommen des in Süßenborn fehlenden *Trogontherium Cuvieri* angeführt werden. Das Fehlen von *Hippopotamus* und *Canis neschersensis* in Süßenborn ist nicht entscheidend, desgleichen kann ich der etwas reicheren Ausgestaltung der Zahnkrone des einzigen M_2 mand. des Bären von Süßenborn keine ausschlaggebende Bedeutung beimessen. Soweit aber Verschiedenheiten zwischen beiden Faunen und zwischen entsprechenden Arten beider Faunen bestehen, scheinen sie mir für ein etwas höheres Alter der Fauna von Jockgrim zu sprechen.

Ich habe früher (18), als wir noch berechtigt schienen, mit nur 4 bzw. 5 Vereisungen oder kalten Perioden des Eiszeitalters zu rechnen, die Jockgrimer Fauna in den Anfang der Günz-Mindel-Interglazialzeit gestellt. Diese Auffassung kann ich heute, nachdem wir von einem viel häufigeren Klimawechsel innerhalb des Eiszeitalters unterrichtet sind, nicht mehr aufrecht erhalten. In Thüringen haben sich über der Süßenborner Schotterterrasse noch drei weitere altdiluviale Schotterterrassen nachweisen lassen (vergl. Soergel, Diluviale Flußverlegungen und Krustenbewegungen, Gebr. Borntträger, Berlin 1923, und, Die diluvialen Terrassen der Ilm und ihre Bedeutung für die Gliederung des Eiszeitalters, G. Fischer, Jena 1924) und die von mir in Thüringen geologisch begründete Klimagliederung des Eiszeitalters stimmt so vollständig mit der detaillierten astronomisch begründeten Eiszeitgliederung Köppen-Wegeners (Köppen-Wegener, Die Klimate der geologischen Vorzeit, Gebr. Borntträger, Berlin 1924) überein, daß an der Richtigkeit dieser detaillierten, mit 11 kalten Phasen oder Eiszeiten rechnenden Gliederung nicht mehr zu zweifeln ist. Vor die sog. 1. norddeutsche, jetzt als Mindel II oder Eiszeit II b bezeichnete Eiszeit (= Kiese von Süßenborn) fällt Mindel I oder Eiszeit II a, und vor dieser liegt der in zwei Eiszeiten (I a und I b) zerfallende Komplex der Günzeiszeit. Ist Jockgrim älter als Süßenborn, was mir heute wahrscheinlicher ist, so kann es doch nur in eine Zeit fallen, in der auch der stets mildere Westen Deutschlands *Elephas antiquus* keine voll zusagenden Lebensbedingungen bot, d. h. als unter dem Einfluß eines rauhen Klimas die Waldbestände stark zurückgingen und

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

die offene Landschaft zur Herrschaft kam. Solche Verhältnisse konnte nur die Vorstoßphase einer Vereisung heraufführen. Ich bin deshalb heute geneigt, die Jockgrimer Fauna in die Vorstoßphase von Mindel I oder Eiszeit IIa zu stellen. Die geringe Größe des Flußpferdes von Jockgrim, das bei Vereisungen von nicht sehr beträchtlicher Ausdehnung über deutschem Boden sich wohl im Oberrheingebiet halten konnte, ließe sich als eine Folgeerscheinung der verschlechterten Lebensbedingungen erklären.

Ich verhehle mir nicht, daß diese Argumentation keine völlig schlüssige ist. Die faunistischen Anhaltspunkte, die Jockgrim heute bietet, sind für eine schlüssige Argumentation noch zu gering. Unsere Auffassung findet schließlich aber auch eine Stütze darin, daß eine jüngere Altersstellung der Jockgrimer Fauna, die aus faziellen Gründen keinesfalls einem vollen Interglazial zugewiesen werden kann, zu unlösbaren Schwierigkeiten in der Altersstellung der sicher jüngeren Faunen Mosbach III und Mauer führen würde. Auch für Mosbach ist sicher, daß die Hauptmasse seiner III. Fauna in der Vorstoßphase einer Vereisung gelebt hat (Soergel 18), und zwar einer nicht unbedeutenden Vereisung, da ihre klimatischen Auswirkungen oder Begleiterscheinungen sich bis in das klimatisch stets begünstigte Oberrheingebiet erstreckten. Die der Mindel II-Vereisung nach sehr langer Interglazialzeit folgende war aber sehr klein und hat selbst in Mitteldeutschland (vergl. Soergel, Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters, Gebr. Bornträger, Berlin 1925) nur in bescheidenem Maße Verschiebungen in der Säugetierwelt hervorgerufen. Und überdies scheint es auch aus faunistisch-statigraphischen Gründen ganz ausgeschlossen, die Mosbacher Fauna (III) mit dem Vorstoß einer jüngeren Vereisung als Mindel II zu parallelisieren.

Zukünftige Funde werden die Altersfrage für die Jockgrimer Fauna endgültig, und wie ich glaube, in unserem Sinne entscheiden lassen.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Benutzte Literatur.

1. H. M. Ducrotay de Blainville, Ostéographie ou description iconographique ect. des Mammifères. (Bd. XII mit Atlas. Paris 1839—64.)
2. M. Boule, Prédécesseurs de nos canidae. (Compt. rend. de l'Acad. des sciences, Paris 1889.)
3. D. del Campana, J Cani pliocenici di Toscana. (Palaeontographia italica. Bd. XIX. 1913.)
4. W. O. Dietrich, Neue Riesenhirschreste aus dem schwäbischen Diluvium. (Jahresh. des Vereins f. vaterl. Naturkunde in Württemberg. Jahrg. 1909.)
5. W. Freudenberg, Das Diluvialprofil von Jockgrim in der Pfalz. (Ber. über die Vers. d. oberrh. geol. Vereins. 42. Versammlung zu Heidelberg. 1909.)
6. W. Freudenberg, Beiträge zur Gliederung des Quartärs von Weinheim an der Bergstraße, Mauer bei Heidelberg, Jockgrim in der Pfalz usw. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. großherzogl. hess. geol. Landesanst. zu Darmstadt. IV. F.; H. 32, 1911.)
7. W. Freudenberg, Zwei Werkzeuge des Menschen vom Beginn der Eiszeit. (Ber. über die Versammlungen des niederrh. geol. Vereins. 1913.)
8. W. Freudenberg, Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa. (Geol. und Paläontolog. Abhandlungen, N. F. Bd. 12, H. 4/5, 1914.)
9. W. Freudenberg, Diluvium und Pliocän im Kraichgau bei Bruchsal. (Jahresb. und Mitteil. des oberrh. geol. Vereins. N. F. Bd. V. H. 2. 1916.)
10. A. de Grossouvre et H. G. Stehlin, Les sables de Rosières près Saint-Florent (Cher). (Bull. de la Soc. géol. de France. 4. ser. XII. 1912.)
11. E. Harlé, Faune malacolocique de la brèche d'Es-Taliens, à Bagnères de Bigorre. (Bull. de la Soc. géol. de France. 1895.)
12. E. Harlé et H. G. Stehlin, Une nouvelle Faune des Phosphorites des Quercy. (Bull. de la Soc. géol. de France. 1909.)
13. M. Hilzheimer, Beitrag zur Kenntnis der nordafrikanischen Schakale. (Zoologica, Bd. 20. 1908.)
14. W. von Reichenau, Beiträge zur näheren Kenntnis der Carnivoren aus den Sanden von Mauer und Mosbach. (Abhandl. der großherzogl. hess. geol. Landesanst. Bd. 4, H. 2. 1906.)
15. W. von Reichenau, Revision der Mosbacher Säugetierfauna. (Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde u. d. großherzogl. hess. geol. Landesanst. zu Darmstadt. IV. F.; H. 31. 1910.)
16. G. Ristori, L'Orso pliocenico di Valdarno e d'Olivola in Val di Magra. (Palaeontographia italica. Vol. III. 1897. Pisa 1898.)
17. H. Schroeder, Die Wirbeltierfauna des Mosbacher Sandes. I. Gattung *Rhinoceros*. (Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. H. 18, 1903.)

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

18. W. Soergel, Die diluvialen Säugetiere Badens. I. Teil. Älteres und mittleres Diluvium. (Mitt. der großherzogl. bad. geol. Landesanst. IX. Bd., 1. H. 1914.)
19. H. G. Stehlin, Die oberpliocäne Fauna von Senèze. (Haute-Loire.) (Eclogae geologicae Helvetiae. Bd. XVIII. Nr. 2. 1923.)
20. H. Thürach, Erläuterungen zu den Blättern Karlsruhe und Daxlanden (Nr. 50 und 51) der geol. Spezialkarte von Baden. (1912.)
21. A. Wurm, Über *Rhinoceros etruscus* Falc. von Mauer a. d. Elsenz. (Verhandl. des naturh.-medizin. Vereins zu Heidelberg. N. F. XII. Bd. 1. H. 1912.)
22. E. Wüst, Untersuchungen über das Pliocän und das älteste Pleistocän Thüringens. (Abhandl. der naturh. Gesellsch. zu Halle. Bd. XXIII. 1900.)

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

18. Zur Paläogeographie und Ammonitenfauna des Lias α, nebst einer Revision der Nürtinger Psilonotenfauna.

Von Herrn Werner Lange in Berlin-Friedenau.

(Hierzu Tafel XVIII bis XXI und 13 Textabbildungen.)

INHALT.

Seite

I. Allgemeiner Teil:

Einleitung 440
Lias α_1 in Norddeutschland und England 441
Verteilung der Leitfossilien im süddeutschen Lias α . . 442
Schambelen 446
Verteilung der Leitfossilien im Lias α Norddeutschlands nach der älteren Literatur 452
Weltweite Verbreitung der Zonen des Lias α 453
Avicula contorta im Lias α ? 454
Örtliche Verschiedenheiten in der Faunenfolge 455
Wanderungen von Leitammoniten 459
Ostrea-Gryphaea als Leitfossilien 462
Zusammenfassung 465

II. Palaeontologischer Teil:

Die Ammonitengattungen des Lias α 466
Psiloceras planorbis Sow. und *psilonotum* Qu. 473
„ *harpoptychum* Holl. und *distinctum* Pomp. . . . 475
„ *(Waehneroceras) subangulare* Opp. 478
„ *(Waehneroceras) Waidelichi* spec. nov. 481
„ *(Waehneroceras) hircinum* Quenst. 481
„ cf. *haploptychum* Waehner 483
„ *nuertingense* Holl. 484
„ *(Waehneroceras) Pompeckji* spec. nov. 484
„ *(Laqueoceras) Hollandi* W. Lange 485
„ *trossingense* M. Schmidt nom. nov. (Anm.) . . . 485
Schlotheimia (Scamnoceras) striatissima (Qu.) Pomp. 486
„ *depressa* (Qu.) Waehner 488
„ *depressa* var. *princeps* S. Buckm. em. 490
„ *stenorhyncha* W. Lange var. *complanata* v. Koenen em. 492
Gattungen *Vermiceras, Coroniceras, Arnioceras* Hyatt 494
Arnioceras cf. *semicostatum* Young und Bird 499
Arnioceras cf. *fortunatum* S. Buckm. 503
Coroniceras westfalicum spec. nov. 507
„ *westfalicum*, krankhaft 513
„ *pseudophioides* spec. nov. 515
Schriften-Nachweis 521
Nachtrag: über Lias γ Norddeutschlands 526

Digitized by Google

Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Erläuterung von Abkürzungen bei Ammonitenbeschreibungen

Dm = Durchmesser
Nw = Nabelweite
Wh = Windungshöhe } am Ende der gemessenen Röhre
Wd = Windungsdicke }
Wd·r = Windungsdicke, über den Rippen gemessen
Wd·i = Windungsdicke, zwischen den Rippen gemessen
Mh = Mündungshöhe = Abstand der Außenseiten zweier aufeinander folgender Windungen
Ri = Rippenzahlen = Anzahl der Rippen auf je einer Windung, von außen nach innen.

Die in Klammern gesetzten Ziffern geben die Windungsmaße auf einen Dm = 100 bezogen an.

I. Allgemeiner Teil.

Im Jahre 1924 sind mehrere Arbeiten über den untersten Lias Süddeutschlands erschienen, die ein paläogeographisches Bild Süddeutschlands an der Trias-Jura-Wende zu geben versuchen, und zwar von Pratje, Rüger und Vollrath (siehe Literaturverzeichnis unter 1924).

In ihren paläogeographischen Ergebnissen kommen die genannten Autoren zu völlig entgegengesetzten Anschauungen. Nach Rüger (1924, S. 170, 173) ist das schwäbische Psilonotenmeer und auch das der Angulatenzeit nach Norden abgeriegelt und soll seinen Anschluß an die Thetys im Süden über das vormalige vindelizische Land hinweg, das als eine Art Barre noch vorhanden gewesen sein soll, gefunden haben. Nach Vollrath kommt jedoch nur eine Transgression von Norden her, also durch die hessische Straße, in Frage; die ältere Auffassung hielt ein Eindringen von Westen auf zwei Wegen, durch eine helvetische und eine alsatische Straße, für das Gegebene. Diese Widersprüche haben ihren Grund in der unzureichenden paläontologischen Methode der Verfasser und im Mangel an Kritik bei Benutzung der älteren Literatur.

Bei unserer heutigen Kenntnis oder besser Unkenntnis besonders der Cephalopoden des unteren Lias Süddeutschlands und ihrer stratigraphischen Einordnung muß eine Paläogeographie dieses Gebiets zurzeit des Lias α als verfrüht bezeichnet werden. Während Rüger (1924, S. 120) das wohl auch selbst empfunden hat und sich selbst recht skeptisch über den Wert seiner Paläogeographie äußert, unternimmt es Vollrath, alle bisherigen Anschauungen umzustürzen und der Geologie neue Wege zu weisen. Wie im folgenden gezeigt werden soll, ist dies aber zurzeit

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

weniger dringlich, als die richtige Anwendung der altbewährten Methoden. Dazu gehört in erster Linie eine genaue paläontologische Durcharbeitung streng stratigraphisch gesammelten Fossilmaterials. Es ist hier nicht beabsichtigt, sämtliche Irrtümer und Fehlschlüsse der genannten Autoren, in erster Linie VOLLRATHS, nachzuweisen, sondern es sollen nur einige der auf unzulänglichen paläontologischen Daten beruhenden Trugschlüsse richtiggestellt werden.

Als Grundsätzliches sei vorangestellt: Daß es kaum „absolute" Leitfossilien gibt und nach unseren Erfahrungen in der Gegenwart auch höchstens ausnahmsweise geben kann, erscheint selbstverständlich, und nicht diese These ist es, die bestritten wird, sondern strittig ist, wo die Grenze unseres Erkennens liegt und wie weit eine Zonengliederung, Parallelisierung der Zonen in verschiedenen Bezirken und darauf aufbauend eine Paläogeographie möglich ist. Diese Grenze hat besonders VOLLRATH, in geringerem Maße auch RÜGER, viel zu eng gezogen, und die Möglichkeiten der Gliederung und Parallelisierung sind bei weitem nicht ausgeschöpft. Wie Verfasser schon bei einer früheren Gelegenheit (1924) betonte, können uns hier nur neue sorgfältige stratigraphisch-faunistische Untersuchungen im süddeutschen Lias weiterbringen.[1])

Lias α_1 in Norddeutschland und England.

Es dürfte zweckmäßig sein, zunächst auf die paläontologisch besser durchforschten Gebiete Norddeutschlands und Südwestenglands kurz einzugehen. In Norddeutschland wurde die Psilonotenstufe durch BRANDES (1912) in drei, durch die Arbeiten des Verfassers (1922, 1924) in vier meist scharf geschiedene Zonen gegliedert. Durch gleichzeitig in England erschienene Arbeiten von TUTCHER (1924), W. D. LANG (1924) und SPATH (1924) ergibt sich eine weitgehende Übereinstimmung des norddeutschen untersten Lias mit dem englischen, wie folgende Gegenüberstellung zeigt:

---

[1]) An der mangelnden Exaktheit (in stratigraphischer und paläontologischer Hinsicht) der älteren Arbeiten scheiterte schon HYATT (1889), der, von paläontologischer Seite das Problem angehend, glaubte, bereits damals alle Fragen der Abstammung, des Faunenaustauschs und der Wanderungen der Ammoniten des Lias α lösen zu können. Inzwischen hinzugekommene Erkenntnisse zeigen, wie sehr seine Lösungsversuche verfrüht waren.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Zone	Norddeutschland (nach W. Lange)	Südwestengland (Dorset, Glamorgan, Somerset)
α · 1 · a	Zone des *Psiloceras planorbis*	Zone des *Psiloceras planorbis* bzw. *aequabile*
α · 1 · b	Zone des *Psiloceras (Caloceras) Johnstoni*	Zone des *Psiloceras (Caloceras) Johnstoni*
	fehlt	Zone des *Psiloceras (Waehneroceras) Portlocki*
α · 1 · c	Zone des *Psilophyllites Hagenowi*	Zone des *Psilophyllites Hagenowi*
α · 1 · d	Zone der Proarieten	Zone des *Proarietites laqueus*
		Zone des *Proarietites (Alsatites) liasicus*

Die Übereinstimmung der Zonenfolge in Norddeutschland und Südwestengland ist also eine fast vollständige, nur sind in England noch zwei weitere Ammonitenzonen ausgeschieden (mit *Psiloceras Portlocki* und *Alsatites liasicus*), die bisher aus Norddeutschland nicht mit Sicherheit bekannt sind und vielleicht infolge von Schichtlücken in den Zeiten der vom Verfasser (1922; 1924) nachgewiesenen Regressionsphasen in den meisten Gegenden fehlen.

Verteilung der Leitfossilien im süddeutschen Lias α.

Vollrath kommt nun in zwei Arbeiten über den schwäbischen Lias α (1924a und b) zu dem Schluß, daß die bisher für Leitfossilien verschiedener Zonen des Lias α gehaltenen Ammoniten der Gattungen *Psiloceras*, *Schlotheimia* und *Arietites* (im alten, umfassenden Sinn!) als solche versagen. Vollrath legt daher den Hauptwert auf die petrographische Beschaffenheit der Schichten und sucht zu erweisen, daß die „Psilonoten, Angulaten und Arieten" nicht in zeitlich getrennten Zonen angeordnet sind, sondern in räumlich nebeneinander bestehenden Faunenbezirken, die verschiedene Entfernungen von den Küstenlinien beziehungsweise verschiedene Tiefenlagen des transgredierenden Meeres repräsentieren. Vollrath kommt — ohne zwingende Begründung — zu einer anderen Parallelisierung der Bänke im Lias α Badens und Württem-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

bergs, als es bisher üblich war, welche Auffassung von M. Schmidt (1924) und Pratje (1924) mit Recht bekämpft wird. Ohne auf diesen Punkt näher einzugehen, der nur durch stratigraphisch-faunistische Beobachtungen an Ort und Stelle endgültig geklärt werden kann, scheint es doch erforderlich, die paläontologischen Grundlagen Vollraths einer Kritik zu unterziehen, da Vollrath als ein Hauptergebnis seiner Arbeit betrachtet den „Nachweis, daß die Ammoniten des Lias α als Leitfossilien in strengem Sinn nicht zu gebrauchen sind". Die paläontologischen Grundlagen, die Vollrath zu diesem Ergebnis führen, sind überaus dürftig.

Rüger „stimmt mit Vollrath in der Bewertung des paläontologischen Materials für chronologische Zwecke durchaus überein" (1924, S. 98); nach Rüger „ist unser stratigraphischses System auf unbewiesenen und wahrscheinlich auch unbeweisbaren Voraussetzungen aufgebaut, besonders wo es sich um kleine Zeiteinheiten (Zonen und Subzonen) handelt" (1924, S. 174).[2]) Rüger leugnet nicht, wie Vollrath, die selbständige Bedeutung der Psilonotenstufe, Angulatenstufe und Arietenstufe für Süddeutschland, ja erkennt sogar den Zonen des *Psiloceras planorbis* und *Psiloceras Johnstoni* lokal — nämlich für Lothringen und den Kraichgau, wo die Planorbiszone fehlt — ein selbständiges Dasein zu, kommt jedoch z. B. für Württemberg zu dem Ergebnis: „Alle Cephalopoden der drei norddeutschen Subzonen (des Lias α_1) finden einzig und allein ihr Lager in der württembergischen Psilonotenbank" (1924, S. 132). Diese Angabe ist, sowohl was das Vorkommen der aus Süddeutschland beschriebenen Ammoniten in einer einzigen Bank, als auch was das Vorkommen der norddeutschen Formen in Süddeutschland betrifft, objektiv unrichtig, auch ohne Berücksichtigung der neuesten Veröffentlichung des Verfassers (1924).

[2]) Seine Untersuchungen des Südamerikanischen Jura führten Jaworski (1914) gerade zu dem entgegengesetzten Schluß. Jaworski schreibt: „Vergleichen wir die Aufeinanderfolge der Horizonte in Südamerika mit der europäischen Einteilung, so finden wir, daß im großen und ganzen vollkommene Übereinstimmung herrscht. Es ist das eine Tatsache, die ganz besonders hervorzuheben ist, weil ich in ihr nicht nur einen glänzenden Beweis für die Brauchbarkeit und Richtigkeit unseres stratigraphischen Systems über ausgedehnte Teile der Erde sehe, sondern weil sich aus ihr auch sehr wichtige Schlüsse in tiergeographischer und paläogeographischer Hinsicht ergeben."

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Vollrath, Rüger und andere Autoren gehen von der Fiktion aus, daß es sich bei der süddeutschen, besonders der württembergischen „Hauptpsilonotenbank" oder „unteren Psilonotenbank", um eine durchgehende Bildung handelt; Vollrath kommt außerdem noch zu der Auffassung, daß diese durchgehende Bank nicht gleichzeitiger Entstehung sei, sondern, einer bestimmten Tiefenstufe des transgredierenden Meeres entsprechend, zwar zusammenhängend, aber ungleichzeitig gebildet sei, daß also die Psilonotenbank im Norden bei einer von Norden kommenden Ingression älter sei als die im Süden. Diese Annahmen sind durch nichts bewiesen. Auch starke Kalkbänke keilen bekanntlich gern aus, während in anderer Höhenlage ungleichzeitig gebildete einsetzen können. So ist es längst bekannt, daß „die" Psilonotenbank als solche stellenweise fehlt, z. B. an der Pfrondorfer Höhe (Pompeckj 1893, b. S. 70). Die starken faunistischen Differenzen in „der" Psilonotenbank z. B. von Nellingen und Nürtingen — hier fast nur *Psiloceras planorbis* und *plicatulum*, dort die Hollandsche Fauna[3]), führen mich nun im Gegenteil nach den bisher vorliegenden, allerdings z. T. unzulänglichen Faunenbeschreibungen zu dem Schluß, daß es sich um zeitlich verschiedene Faunen, also

---

[3]) Die Ammonitenfauna der Nürtinger „Psilonotenbank" setzt sich nach den Untersuchungen des Verfassers aus folgenden Arten zusammen, wozu noch einiges Neue hinzukommen mag:

Psiloceras distinctum Pomp. (einschließl. *Ps. nicarium* Holl.)
„ *harpoptychum* Holl.
„ *harpoptychum* var. *ornata* W. L.
„ cf. *subangulare* Opp.
„ *Waidelichi* W. L.
„ *hircinum* Quenst.
„ *Pompeckji* W. L.
„ cf. *haploptychum* Waehn.
„ *Nürtingense* Holl.
„ *Hollandi* W. L.
„ *Johnstoni* var. *stenogastor* W. L. (Holland 1900, Taf. 9, 6).

Nach Holland tritt *Psiloceras planorbis, plicatulum, brevicellatum* bei Nürtingen „fast völlig zurück". Nach freundlicher brieflicher Mitteilung von Herrn Waidelich, dessen eifriger Sammeltätigkeit unsere Kenntnis der Nürtinger Fauna zu danken ist, wurde jedoch kein Exemplar dieser drei Arten bei Nürtingen gefunden, sie fehlen vielmehr hier völlig. Ferner gibt Herr Waidelich an, daß die nach Holland 60 cm starke Psilonotenbank von Nürtingen zweispältig war und die Ammoniten nach Aussage der Arbeiter nur in der unteren Bank vorkamen.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

auch unter Ablehnung der unbewiesenen VOLLRATHschen Hypothese um vertikal verschiedene Kalkbänke handelt, zumal an anderen Stellen — bei Hechingen, Balingen — bereits zwei Bänke übereinander beobachtet wurden, von denen die untere die Fauna von Nellingen, die obere die von Nürtingen führen soll (SCHMIERER 1913)[4]. Ähnlich liegen die Verhältnisse vermutlich bei Bebenhausen.

Sodann ist auch der von POMPECKJ (1893 a) ausgeschiedene Horizont der Duslinger Oolithbank mit *Proarietites sironotus* QU. und *Schlotheimia striatissima* QU. durch die Beweisführung RÜGERS (1924, S. 128, 131) durchaus nicht erschüttert. Ob der Horizont als Oolithbank durchgeht, ist ebenso belanglos hierfür wie der Umstand, daß die Fossilien in ihm sehr selten sind. Als Charakterfossil gehört vor allem noch *Proarietites laqueus* QU. in diese Zone, von dem QUENSTEDT (1858, S. 43) schreibt, daß er „wohl aus einer Geodenlage oberhalb der Psilonotenbank" stammt. Das außerdem von POMPECKJ angeführte Bruchstück einer *Schlotheimia angulata* (1893, S. 78) sowie das Bruchstück einer hochmündigen *Schlotheimia* können nicht als Gegenbeweis dienen, da sie spezifisch nicht sicher bestimmbar sind; außerdem kommen bekanntlich auch in Norddeutschland Schlotheimien im Proarieten-Horizont vor (*Scamnoceras praecursor* W. L. und *Scamnoceras teutoburgense*, W. LANGE 1922 und 1924). Diese Auffassung wird unterstützt durch einen neuen Befund von M. SCHMIDT[5]), der 1925 im Schönbuch bei Bebenhausen eine tiefere „Psilonotenkalkbank mit reichlichen *Psiloceras Johnstoni*" und 160 cm darüber eine zweite oolithische Kalkbank antraf, die als erstes Fossil einen „unverkennbaren *Proarietites laqueus*" lieferte.

Hiermit stimmen aufs beste die Befunde von Langenbrücken überein, wo DEFFNER und FRAAS (1859) eine untere Bank mit *Am. psilonotus plicatus* QU. = *Psiloceras Johnstoni*, eine obere mit *Am. laqueus* und *Am. longipontinus* FRAAS (OPP.) angeben, welche Angabe RÜGER (1922, S. 31) bestätigt — allerdings unter gleichzeitiger Ableugnung der Gliederungsmöglichkeit.

---

[4]) Die Beobachtungen von SCHMIERER sind weder bei VOLLRATH (1924a), noch bei RÜGER (1924) oder PRATJE (1924) verwertet.

[5]) Nach frdl. brieflicher Mitteilung an den Verfasser.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Wenn KLÜPFEL (1921) schreibt: „Auch in Schwaben scheinen *Laqueus*-Formen sowohl dicht unter wie dicht über den *Angulatus*-Schichten aufzutreten", so ist diese Angabe irrig und beruht vermutlich, was das Vorkommen über den *Angulatus*-Schichten betrifft, auf Verwechslung von *Vermiceraten* mit *Proarietites* bzw. *Alsatites*. Über das Lager dieser Formen in Lothringen bringt KLÜPFEL keine Klarheit.

(Schambelen.)

Es mögen an dieser Stelle gleich einige Bemerkungen über den Schweizer Insektenmergel angeschlossen werden, da dieser zum mindesten zum größten Teil in denselben Horizont zu stellen ist, soweit die bisher vorliegenden Arbeiten einen Rückschluß gestatten. VOLLRATH dienen diese Bildungen als einer seiner Beweise für die mangelnde Horizontbeständigkeit der Leitammoniten des Lias α, da nach MOESCH dort *Am. angulatus* vor *Am. planorbis* auftritt; auch PRATJE (1924, S. 17) glaubt zunächst keinen Grund zu haben, an der Richtigkeit der Bestimmungen MOESCHS zu zweifeln, während RÜGER (1924, S. 103) sich diesen gegenüber kritischer einstellt, die Schichten der Schambelen aber für ein Äquivalent der Psilonoten- und Angulatenschichten anspricht. Dem muß entschieden widersprochen werden. MOESCH (1867) hat das Profil von der Schambelen mit den Bestimmungen von HEER (1865) übernommen. Grundsätzlich muß allen Bestimmungen von Formen als *Schlotheimia angulata*, die vor den Arbeiten von WAEHNER und POMPECKJ (1893 b) erschienen sind, das größte Mißtrauen entgegengebracht werden. Vor WAEHNER sind nicht nur die meisten Schlotheimien, sondern auch ein großer Teil der Psiloceraten („*Waehneroceras*") von der Mehrzahl der Autoren als *Schlotheimia angulata* bestimmt worden, wie man sowohl aus der Literatur wie aus den alten Sammlungen ersieht[6]). Sodann sind die Formen von der Schambelen stets verdrückt, also der Spezies nach in der Regel überhaupt nicht sicher bestimmbar. Es werden von HEER und MOESCH *Am. angulatus*, *Am. longepontinus* und *Am. planorbis* aufgeführt und die letzteren beiden von HEER abgebildet. Der *Am. planorbis* ist danach eine nicht näher

[6]) Die Mißdeutung von Psiloceraten vom *Waehneroceras*-Typ als *Schlotheimia angulata* geht nach den Erfahrungen des Verfassers bei manchen Autoren bis in die allerneueste Zeit!

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

definierbare Jugendform (ohne Loben), der *Am. longepontinus* ein *Psiloceras* aus der Gruppe des *Psiloceras megastoma* (mit Loben). Die *Am. angulatus* stellen nach brieflicher Mitteilung von Herrn MARTIN SCHMIDT, der die Originale kürzlich im Züricher Museum besichtigte, an den Verfasser ebenfalls vermutlich Psiloceraten (*Waehneroceras*-Gruppe) dar. Schließlich ist noch ein dem Verfasser durch freundliche Vermittlung von Herrn MARTIN SCHMIDT zum Vergleich eingesandtes Stück aus dem Material MOESCHS erwähnenswert, das — gleichfalls flachgedrückt — zufolge seiner Hochmündigkeit und seiner biarkuaten Anwachsstreifen vermutlich ein *Phylloceras* oder *Euphyllites* — cf. *Phylloceras uermoesense* HERBICH (WAEHNER 1898) — ist. Die ganze Ammonitenfauna ist nur mit der der Proarietenzone überwiegend alpinen Gepräges vergleichbar.

Was schließlich das Vorkommen des *Psilophyllites Hagenowi* in Süddeutschland betrifft, so genügen weder die Angaben ROLLES (1853, 1857) noch die FINCKHS (1910) zur Eingliederung. FINCKH behauptet zwar, daß *Psiloceras planorbis* und *Psil. Hagenowi* für die „untere Psilonotenbank" leitend seien, in seinem maßgeblichen Profil von Vaihingen (Südrand des Pfaffenwaldes) fehlt jedoch *Psiloceras planorbis*, so daß die oben erwähnte Angabe FINCKHS aus verschiedenen Profilen kombiniert sein dürfte. Die Auffassung des Verfassers, daß *Psilophyllites Hagenowi* auch in Süddeutschland einen besonderen, höheren Horizont einnimmt als *Psiloceras planorbis*, wird bestätigt durch eine Beobachtung von WETZEL, wonach bei Vaihingen unter dem „Hagenowikalk" nochmals eine Muschelbank mit *Psiloceras planorbis*, *Psil. plicatulum* und „*Psil. subangulare*" folge (zitiert bei VOLLRATH 1924. b). Mit FINCKHS und WETZELS *Psiloceras subangulare* ist in stratigraphischer Hinsicht nichts anzufangen, da nicht feststeht, welche Form der artreichen Gruppe sie gemeint haben, und zudem das Lager des echten *Psiloceras subangulare* bis heute nicht feststeht. Es sei hinzugefügt, daß diese Gruppe in Norddeutschland nach neueren Beobachtungen Vertreter in den Zonen $\alpha \cdot 1 \cdot b$ (*Johnstoni*-Zone) und $\alpha \cdot 1 \cdot d$ (*Proarieten*-Zone) hat[1]).

[1]) Nach den sorgfältigen Untersuchungen von Herrn JÜNGST kommt bei Helmstedt eine neue, *Psiloceras engonium* W. L. nahestehende und mit diesem vom Verfasser (1924) ursprünglich identifizierte Form in der Zone des *Psiloceras Johnstoni* vor = *Psiloceras helmstedtense* JÜNGST. (Nach frdl. mündlicher Mitteilung von Herrn JÜNGST.)

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

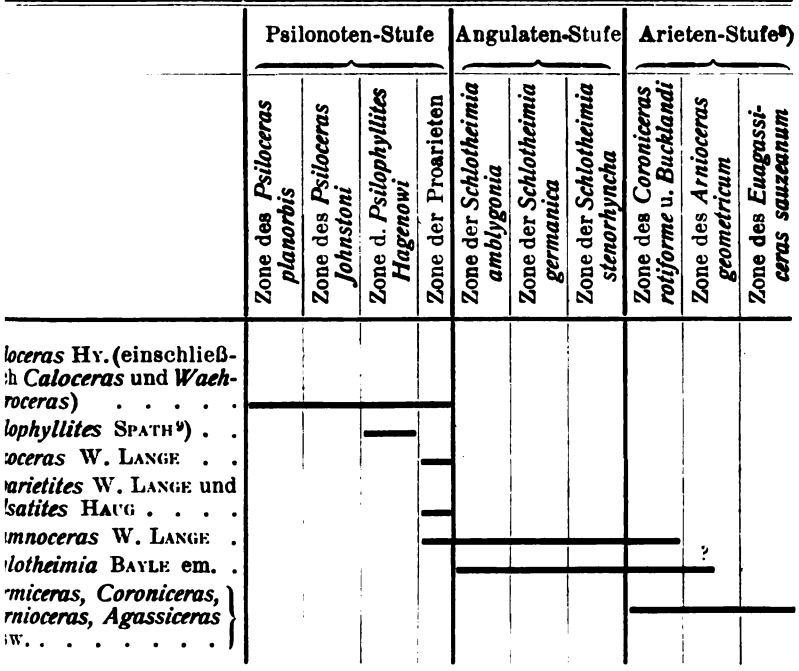
Nach der neuesten Veröffentlichung von M. SCHMIDT (1925, S. 279) kommt zufolge einer Beobachtung von WETZEL ein Vorläufer von *Psilophyllites Hagenowi* bei Tübingen zusammen mit *Psiloceras planorbis* vor. Dieser ist verschieden von der geologisch jüngeren Vaihinger Form, und auch diese weicht in mehrfacher Beziehung von der norddeutschen ab. Hier hat also zunächst die Paläontologie das Wort.

VOLLRATH bekämpft in seiner ersten Arbeit die Auffassung, daß die „Psilonoten, Angulaten und Arieten" einander im Lias α der Reihe nach ablösen; es ist aber schon seit QUENSTEDTS und POMPECKJS Arbeiten bekannt, daß dies nicht streng der Fall ist, daß also die Gattungen *Psiloceras, Schlotheimia* und *Arietites* (im alten Sinn!) keine Leitfossilien sind. Trotzdem wird man aus historischen wie auch Zweckmäßigkeitsgründen die alten Bezeichnungen für die drei Abteilungen des Lias α ruhig beibehalten können, zumal *Psiloceras* und „*Arietites*" nach Ausschiffung einiger nicht dahin gehöriger Gruppen, also die Gattungen *Vermiceras, Coroniceras, Arnioceras* usw., im außeralpinen Nordmeer „ihr Lager einhalten", mit höchstens ganz vereinzelten, noch zweifelhaften Ausnahmen, und nur *Schlotheimia* ein unsicherer Vertreter ist, der nach unten und oben übergreift. Immerhin ist auch *Schlotheimia* in der Unterstufe und Oberstufe des Lias α relativ seltener und beherrscht die Mittelstufe im Nordmeer ausschließlich. *Schlotheimia angulata* dürfte lediglich auf die Mittelstufe beschränkt sein. Folgende Übersicht (s. S. 449) gibt eine Anschauung über die Verbreitung der Ammonitengattungen im Lias α Norddeutschlands.

Mit diesem Schema lassen sich die Verhältnisse in Süddeutschland, soweit verläßliche Angaben vorliegen, recht gut in Einklang bringen. Die Abgrenzung der Psilonotenstufe nach oben ist gegeben durch das Erlöschen der Gattung *Psiloceras* und ihrer stammverwandten *Psilophyllites, Saxoceras, Proarietites.* Einige spätere als *Psiloceras* beschriebene Formen, die nur in Einzelexemplaren gefunden worden sind, nämlich *Psiloceras pseudalpinum* POMP. (1893) und *Psiloceras Baltzeri* EPSTEIN (1908) aus den Angulatenschichten, sowie *Psiloceras capraibex* POMP. (1893) aus den Arietenschichten, sind erneut daraufhin zu prüfen, ob es sich nicht um krankhaft verbildete Schlotheimien bzw. Arieten handelt, was sich durch

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

ensdauer der Ammonitengeschlechter im Lias α Norddeutschlands.



Vergleich mit den gleichzeitig und gleichenorts vorkommenden Ammoniten dieser Gattungen feststellen lassen dürfte. Für diese Annahme spricht der Umstand, daß dem Verfasser solche krankhaften Exemplare aus Norddeutschland vorliegen, die zu *Schlotheimia (Scamnoceras) angulata* Schloth., *Schlotheimia (Scamnoceras) angulosa* W. L., *Schlotheimia germanica* W. L. und *Coroniceras westfalicum* W. L. gehören und sich von diesen nur durch die Beschaffenheit der Außenseite, über die die Rippen, wie bei *Psiloceras*, unter Fehlen der Furche bzw. des Kieles bogen-

[8]) Die Gliederung der Arietenstufe Norddeutschlands ist noch nicht in wünschenswerter Weise durchgeführt. Eine in der englischen Literatur bereits zitierte Dissertation von Fiege über die „Biostratigraphie der Arietenschichten Nordwestdeutschlands und Württembergs" (Göttingen 1923) war dem Verfasser noch nicht zugänglich.

[9]) In Württemberg von der *Planorbis*-Zone ab (nach M. Schmidt, 1925).

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

förmig, wie bei *Psiloceras subangulare* Opp., hinweglaufen, unterscheiden. Selbst von *Amaltheus* und *Harpoceraten* aus mittlerem und oberem Lias sind mir entsprechende Formen bekannt, die nichts mit *Psiloceras* zu tun haben. Auch der *Ammonites longidomus aeger* Quenst. (Amm. Taf. **6**, 3), ferner Hyatts krankes *Coroniceras rotiforme* (1889. Taf. **3**, 7, 11, 12, 13) u. a. m. gehören z. B. hierher. Nach Rüger (1924, S. 134) „ist es in Württemberg schwer, eine Grenze zwischen Psilonoten- und Angulatenschichten anzugeben, die letzten Endes nur eine konventionelle Bedeutung hat". Dem ist entschieden zu widersprechen!

Die Abgrenzung der Angulatenstufe nach oben kann nun nicht mit dem Erlöschen von *Schlotheimia* oder *Scamnoceras* erfolgen, sondern ist mit dem ersten Auftreten von Arieten der Gattungen *Vermiceras* und *Coroniceras* gegeben. Verfasser hat (1924) in Westfalen eine ganze Anzahl Arten von *Schlotheimia* und *Scamnoceras* in der Zone des *Coroniceras westfalicum* nachgewiesen, zu denen noch eine weitere neue Art, *Schlotheimia arietis* spec. nov., hinzukommt. Ob dieser Horizont mit dem schwäbischen „Kupferfels" und „Vaihinger Nest" übereinstimmt, aus denen eine Mischfauna von *Schlotheimia* und *Arieten* verbürgt ist, scheint mehr als zweifelhaft. Die aus diesen Bildungen beschriebenen Vermiceraten — *Vermiceras Conybeari* Sow., *Vermiceras longidomus* Quenst. — fehlen in Westfalen und an anderen norddeutschen Örtlichkeiten, bilden aber in Südwestengland den tiefsten Horizont der Arietenstufe; es scheint daher wahrscheinlich, daß Kupferfels und Vaihinger Nest eine Zone darstellen, die in die norddeutsche Diskordanz zwischen Angulaten- und Arietenstufe fällt[10]). Vielleicht gehört aber im Kraichgau der von Rüger (1922, S. 49, 73) beschriebene unterste Arietenhorizont wenigstens zum Teil in dieselbe Zeit wie die westfälischen Bildungen, der nach Rüger neben *Coroniceras rotiforme* Sow. und *Bucklandi* Sow. *Schlotheimia Charmassei* d'Orb. und einige andere, nicht genau vergleichbare Schlotheimien führt, und ebenfalls durch eine Diskordanz von den Angu-

[10]) Thomas (1923) beschreibt vom Fallstein (Achim—Rocklum—Mattierzoll—Wetzleben) gleichfalls eine Geröllage an der Basis der Arietenschichten, was aufs beste mit den Beobachtungen des Verfassers übereinstimmt und die Schichtlücke zwischen Angulaten- und Arietenschichten auch für diese Gegend illustriert.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

latenschichten getrennt ist. Ein wesentlicher Unterschied besteht nur darin, daß von hier auch noch *Vermiceras longidomus* QUENST. angegeben wird. Als weitere Besonderheit sei gleich das Hinaufgehen der „*Schlotheimia angulata* SCHLOTH." in höhere Schichten, bis in die Zone des *Euagassiceras spinaries* QUENST., angeführt (RÜGER 1922, S. 53, 54, 59), doch ist wohl ein Zweifel gestattet, ob es sich wirklich um *Schlotheimia angulata* handelt; aber auch wenn es eine andere Art der Untergattung *Scamnoceras* sein mag, so bietet doch diese für die Gruppe bisher neue Höhenlage besonderes Interesse auch wegen der Verknüpfung von *Scamnoceras* mit *Angulaticeras* (pars). Die Funde wären auch daraufhin zu prüfen, ob es sich nicht um *Sulciferites* SPATH handeln könnte, welche Gattung in England ihr Lager im Hangenden der *Agassiceras*-Zone und im Liegenden der *Birchi*-Zone hat und die aus Deutschland bisher nicht bekannt geworden ist.

VOLLRATH benutzt in seiner Arbeit im allgemeinen nur die Begriffe Psilonoten, Angulaten und Arieten, mit denen — besonders in seiner Fassung — allerdings nicht viel anzufangen ist; nur gelegentlich und im zweiten Teil (1924 a, S. 53) kommen einige genauere Fossilangaben vor; doch auch diese sind unvollständig —, so erwähnt er nicht die HOLLANDSche Fauna, auch nicht die SCHMIERERSche Arbeit über Hechingen, und auch in dem besonderen Abschnitt operiert er mit den Begriffen „glatte Psilonoten", „gerippte Psilonoten", „Riesenangulaten" usw. Mit solchen Begriffen, auf die auch RÜGER öfter (1924, S. 131, 156; 1922, S. 35 ff.) seine Beweisführung aufbaut, und zu denen noch „angulate Ammoniten", „Psilonoten von alpinem Typus" und „Riesenarieten" hinzukommen, ist schlechterdings gar nichts anzufangen oder zu beweisen. Insbesondere ist es ein Irrtum, daß zu unterst „glatte Psilonoten", darüber „gerippte Psilonoten" folgen sollten, da das gerippte *Psiloceras plicatulum* (QU.) POMP. ein steter, wenn auch seltener Begleiter des glatten *Psiloceras planorbis* ist. Ebenso kommen „Riesenangulaten" verschiedener Art in der Angulaten- und Arietenstufe vor, in Norddeutschland von den mittleren Angulatenschichten ab (*Schlotheimia germanica* W. L.). Und wann ein *Psiloceras* alpinen, wann außeralpinen Typus hat, ist erst recht nicht festzustellen; eine Grenze zwischen diesen beiden „Typen" — wenn wir einmal *Psiloceras planorbis* und *Psiloceras calliphyllum* als Grundlage annehmen wollen —,

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

von denen jeder eine große heterogene Gruppe darstellt, die ineinander verschwimmen, ist nicht festzustellen[11]).

Verteilung der Leitfossilien im Lias α Norddeutschlands nach der älteren Literatur.

Es wäre ein leichtes, an Hand der älteren Literatur über Norddeutschland es zu unternehmen, auch für Norddeutschland das Versagen der Leitammoniten des Lias α nachzuweisen. Als Fundgrube hierfür ist in erster Linie Brauns zu empfehlen (1871, S. 61). Nach Brauns tritt in Norddeutschland *Am. Johnstoni* und *Am. planorbis* überall gemengt auf „mit einziger Ausnahme der Lokalität Exten, wo *Am. planorbis* fehlt"; ebenso mengt sich *Am. planorbis* mit *Am. Hagenowi;* ferner *Am. Hagenowi* mit *Am. angulatus* (Halberstadt) und *Am. Johnstoni* mit *Am. angulatus* (S. 178). Brauns kommt betreffend den Wert der Leitfossilien des Lias α für Norddeutschland zu genau denselben Schlußfolgerungen wie Vollrath für Süddeutschland. Nach Schlönbach (1865) findet sich bei Halberstadt *Am. Hagenowi* zusammen mit *Am. angulatus,* bei Exten *Am. Hagenowi* höher als *Am. laqueolus,* nach Harbort (1914) bei Helmstedt *Schlotheimia angulata* tiefer als *Am. laqueolus,* der nach Brandes (1912) die Höchstzone der Psilonotenschichten bezeichnet und unter *Schlotheimia angulata* liegen soll. Nach Monke (1889) hat in der Herforder Mulde *Am. Johnstoni* die tiefste Lage, darüber erst folgt *Am. planorbis,* während es nach Brandes (1912) im Gebiet zwischen Harz und Egge umgekehrt ist. Diese kleine Auswahl mag vorläufig genügen. Man sieht, daß auch in Norddeutschland die genannten Formen als Leitfossilien für besondere Horizonte im Lias α unbrauchbar sind — wenn man die Angaben der Literatur kritiklos übernimmt. Die Klärung sei für alle Fälle auch mitgegeben. Die Angaben von Brauns sind falsch, z. T. beruhen sie auf Verkennung der Ammonitenspezies, so von *Am. laqueolus,* den Brauns mit *Am. Johnstoni* vereint, sonst meist auf nicht bankmäßigem Sammeln der Fossilien; nur bei Exten hatte Brauns mehr Glück, da hier die Zone mit *Psiloceras planorbis* zu seiner Zeit nicht er-

[11]) Rüger (1924, S. 102) übernimmt auch eine Angabe von Strübin über ein *Psiloceras* von Niederschöntal, „das eine große Ähnlichkeit mit den von Holland (1900) beschriebenen Formen haben soll". Darunter kann man sich auch absolut nichts vorstellen!

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

schlossen war. Die Angaben von MONKE sind aus verschiedenen Profilen unrichtig kombiniert, die von SCHLÖNBACH und HARBORT beruhen auf Verwechslung beripptер Psiloceraten der „*Waehneroceras*"-Gruppe mit *Schlotheimia angulata*, wobei zu bemerken ist, daß schon SCHLÖNBACH die Eigenart seines *Am. angulatus* richtig erkannte; ferner vereinte SCHLÖNBACH mit Unrecht die gekantete Varietät von *Psiloceras Johnstoni* (*var. stenogastor* W. LANGE) mit seinem *Am. laqueolus*, wodurch sich seine Angabe betreffs Exten klärt. Das Hinaufgehen des *Am. Johnstoni* bis in die Angulatenstufe bei BRAUNS, auf das sich auch PRATJE bezieht (1923), ist vermutlich auf unrichtige Bestimmungen der Fauna der Proarietenstufe zurückzuführen. Lediglich die Beobachtungen von BRANDES, dessen Verdienst um die Stratigraphie des unteren Lias groß ist, sind verläßlich, obwohl auch ihm bei den vorläufigen Bestimmungen noch mancherlei Irrtümer unterliefen[12]). Auf die vom Verfasser inzwischen weitergeführte Gliederung wurde schon eingangs Bezug genommen.

Weltweite Verbreitung der Zonen des Lias α.

Wie aus der Seite 442 gegebenen Übersicht hervorgeht, besteht eine weitgehende Übereinstimmung zwischen dem norddeutschen und englischen unteren Lias. Das Gebiet, das hierfür in Frage kommt, hat von Cardiff bis Halberstadt einen Durchmesser von rund 1000 km, das norddeutsche allein einen solchen von 170 km. Das von VOLLRATH untersuchte Gebiet Süddeutschlands hat einen größten Durchmesser von etwa 80 km, und auf diesem engbegrenzten Gebiet soll nicht nur in der Psilonotenstufe, sondern im ganzen Lias α eine Zonengliederung nach Ammoniten nicht möglich sein, vielmehr sollen auf diesem kleinen Gebiet sich die von VOLLRATH geschilderten Faunenwanderungen abgespielt haben! Und noch weiter! Nach TILMANN (1917) beginnt in Nordperu, bei Chilingote, Utcubamba-Tal, der Lias mit einem dunklen, bituminösen Kalkstein, der *Psiloceras planorbis*, cf. *plicatulum*, *Johnstoni*, aff. *Emmrichi* GÜMB. und *Reissi* TILM. führt, aus

[12]) Die von BRANDES aufgeführten, in die Liste des Verfassers (1924) nicht mit aufgenommenen Lias-α-Cephalopoden sind aus der Liste der norddeutschen Cephalopoden des Lias α zu streichen, da das Belegmaterial hierfür entweder infolge Verdrückung oder fragmentarischer Erhaltung (Wohnkammerbruchstücke) nicht bestimmbar war.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

welchem Horizont auch *Caloceras Ortoni* HYATT (1889) stammen soll; darüber folgen mächtige dunkle Schiefer, die in ihrem unteren Teil *Schlotheimia angulata*, in höheren Lagen zahlreiche Arietiden, hauptsächlich *Vermiceras* und *Arnioceras*, enthalten; außerdem finden sich in den höheren Schiefern an Cephalopoden *Microderoceras Birchi* SOW., *Schlotheimia* cf. *angustisulcata* GEYER, *Phylloceras* cf. *glaberrimum* NEUM. und zwei *Atractites*-Arten. Wenn auch nach TILMANNS Abbildungen die angeführten *Psiloceras planorbis* und *Johnstoni* mit unsern deutschen Formen nicht ident zu sein scheinen, sondern sich von diesen durch wesentlich schnelleres Anwachsen der Windungen unterscheiden, so sind sie diesen doch nahe verwandt. Die Angaben von TILMANN werden auch von JAWORSKI (1914, 1923) und anderen bestätigt. Man ist daher wohl berechtigt, von einer weltweiten Verbreitung der alten drei QUENSTEDTschen Abteilungen des Lias α zu sprechen. Es ist also gerade umgekehrt, wie VOLLRATH (1924 a, S. 56) meint:

Gerade im größeren Gebiet lassen sich die Ammoniten des Lias α zu Horizontbestimmungen verwerten, und nur im kleinen süddeutschen Gebiet versagen sie?

Avicula contorta im Lias α?

Verfasser muß es sich versagen, im einzelnen den Irrtümern von VOLLRATH und — in geringerem Maße — RÜGER bei Benutzung der älteren Autoren und ihrer Fossillisten weiter nachzugehen, da dies Spezialuntersuchungen vorbehalten bleiben muß[13]). Nur auf einen Fall, der Norddeutschland betrifft, soll noch kurz hingewiesen werden: er betrifft das angebliche Vorkommen von *Avicula contorta* in der Zone der *Schlotheimia angulata* von Bentheim nach HARBORT (1907. S. 494). Selbst wenn man unterstellt, daß die Bestimmung richtig ist, die Möglichkeit einer Verwechslung mit einem liassischen Aviculiden also ausschließt — die Form ist nicht beschrieben oder abgebildet —, so geht aus den tatsächlichen Angaben HARBORTS nur hervor, daß *Avicula contorta* PORTL. im Bohrloch Bentheim I in Tiefe 517—530 m mit *Schlotheimia angulata* SCHLOTH., *Isodonta elliptica* DUNK. und *Unicardium* sp. vorgekommen ist in dunkelgrauem, bisweilen schwach mergeligem bituminösen Ton. Über die Verteilung

[13]) Siehe auch den paläontologischen Teil dieser Arbeit.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

der Fossilien innerhalb dieser 13 Meter ist nichts ausgesagt. Im Hangenden sind noch 9 m Tone mit *Schlotheimia angulata*, im Liegenden 12 m schwach merglige Tone mit viel Pyrit, bei 533 m mit zahlreichen kleinen Crinoidenstielgliedern, angegeben. Die Möglichkeit einer tektonisch zwischen die Angulatenschichten geratenen Rätpartie, oder des Vorliegens umgelagerten Rätmaterials, ist nicht erörtert. Da der zweifelhafte Befund dieser Bohrung Bentheim I bisher völlig isoliert ist, muß die Folgerung Harborts, daß „Rät und Lias α hier eins seien" und daß „die mit der großen Rättransgression entstandenen Gesteine auch im nordwestlichen Deutschland dem untersten Lias zuzurechnen" seien, als verfehlt zurückgewiesen werden.

Da auch die Sache mit Rolliers angeblicher *Schlotheimia angulata* an der Basis des Rät von Passwang zumindest ungeklärt ist, kann vorderhand keine Rede davon sein, daß *Avicula contorta* die Rolle als Leitfossil ausgespielt habe (Vollrath 1924a).

Örtliche Verschiedenheiten in der Faunenfolge.

Auch nach genauer stratigraphisch-paläontologischer Durchforschung verschiedener Gebiete besonders auch im hier nur in Frage stehenden untersten Lias bleiben auffällige Unterschiede in der Ammonitenfolge an verschiedenen, von einander mehr oder weniger entfernten Örtlichkeiten bestehen, und es entsteht die Frage, ob man diese Differenzen durch lückenhafte Überlieferungen der Faunenfolgen oder durch Wanderungen der Ammoniten erklären soll. Verfasser macht in Übereinstimmung mit S. Buckman den erstgenannten Umstand in erster Linie hierfür verantwortlich, ohne die Möglichkeit von durch „Wanderungen" hervorgerufenen Verschiedenheiten in geeigneten Gebieten, d. h. in solchen mit nicht ungehinderter Verbindung durch enge, vielleicht zeitweise verschlossene Meeresstraßen, zu leugnen. Eine dritte Möglichkeit, nämlich die, daß die Ammoniten an bestimmte Fazies gebunden seien, welche Erklärung in Verbindung mit Wanderungen Vollrath bevorzugt, kommt gerade für die Ammoniten des Lias α nicht in Frage, wie aus den Untersuchungen des Verfassers in Norddeutschland hervorgeht. Alle Leitammoniten des Lias α finden sich hier in fast sämtlichen auftretenden Fazies, wie Ton, Mergel, Kalk, Sandstein und ihren Zwischenstufen, z. T. auch in Eisenoolith. Danach ist es nicht denkbar, daß sie in Süddeutsch-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

land mit der Fazies gewandert sein sollten. Auch würde die gesonderte Überlieferung von an verschiedene Fazies gebundenen Faunenbezirken auf einem so kleinen Gebiet wie dem schwäbischen durch das Treiben leerer Schalen, das wir, wie beim rezenten Nautilus, auch für die Ammonitenschalen annehmen müssen, verwischt werden.

Als Beispiel für solche Faunenverschiedenheiten in einem stratigraphisch und paläontologisch gut bekannten Gebiet kann uns wieder die Psilonotenstufe Norddeutschlands dienen. Hier finden sich Verschiedenheiten der Ammonitenfauna zwischen Ost- und Westgebiet zuerst in der *Johnstoni*-Zone. Während die Gegend nördlich des Harzes und östlich davon bisher nur *Psiloceras Johnstoni* Sow. und *Psiloceras habrum* W. L. aus der *Johnstoni*-Gruppe geliefert hat, treten im Westgebiet zu diesen Arten einerseits gekielte Formen: *Psiloceras Johnstoni* var. *stenogastor* W. L. und *Psiloceras aries* W. L. hinzu, andrerseits Formen, bei denen die Rippen abgeschwächt die Außenseite kreuzen bei sonst völliger Übereinstimmung mit *Psiloceras-Johnstoni*-Typ: *Psiloceras Johnstoni var. polykosma* W. L. Lediglich der Scheppauer und Helmstedter *Johnstoni*-Horizont lieferte Formen aus der Verwandtschaft des *Psiloceras habrum*, bei denen eine stumpfe Kantung der Außenseite angedeutet ist, ähnlich wie bei *Psiloceras Johnstoni* var. *stenogastor*. Die naheliegende Erklärung für diese Verschiedenheiten bildet die Annahme, daß die *Johnstoni*-Fauna des Harzvorlandes und die *Johnstoni*-Fauna von Westfalen zeitlich nicht genau zusammenfallen, sondern infolge lückenhafter Überlieferung, sei es infolge zeitweilig mangelnder Sedimentation, wie im Gebiet der Herforder Mulde, sei es infolge ungünstiger Erhaltungsbedingungen, wie vielleicht z. T. im Ostgebiet, verschiedene Zonenausschnitte darstellen. Der westfälische Zonenausschnitt und der Scheppauer Horizont sind alsdann infolge der vorgeschrittenen Entwicklung der Ammonitenfauna als zeitlich spätere anzusprechen. Vielleicht besteht Übereinstimmung zwischen diesen und gewissen englischen Ablagerungen mit gekielten *Caloceras*-Arten.

Weniger einfach liegt der Fall bei den nun zu behandelnden Verschiedenheiten der Ammonitenfauna in der Proarietenzone zwischen Ost und West in Norddeutschland. Die Fauna beider Gebietsteile ist hier durch *Alsatites laqueolus* Schlönb. verknüpft und vielleicht noch durch *Psiloceras engonium* W. L. Hierzu tritt im Harzvorland außer einigen

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

selteneren Arten, Einzelfunden, von denen hier abgesehen sei, noch *Saxoceras Schroederi* W. L.; dieses fehlt im West- und Südgebiet, statt dessen kommen hier als häufige Vertreter *Saxoceras costatum* und *Proarietites laqueus* hinzu, als seltenere oder nur örtlich häufigere die Fülle der übrigen, vom Verfasser 1924 kurz beschriebenen Formen, die alle bisher im Ostgebiet fehlen. In diesem Fall dürfte die östliche Fauna mit häufigen *Alsatites laqueolus* und *Saxoceras Schroederi* die jüngere sein, da *Alsatites* aus *Proarietites* abzuleiten ist und auch in England auf *Proarietites* folgt, und auch *Saxoceras Schroederi* gegenüber *Saxoceras costatum* eine weiter entwickelte Form sein dürfte. Immerhin liegen hier die Verhältnisse doch wesentlich anders als in der *Johnstoni*-Zone, die eine viel geschlossenere Ammonitenfauna hat, und es wäre auch denkbar, daß wir es mit gleichzeitiger Ablagerung in zwei mehr oder minder abgeschlossenen Becken zu tun haben, deren Faunenaustausch durch die noch fortbestehende Hildesheimer Barre, deren Existenz Verfasser 1924 für die *Hagenowi*-Zeit wahrscheinlich gemacht hat, behindert war. Hier sind die Verhältnisse inzwischen durch Vertiefung der Aufschlüsse besonders im Hildesheimer Stichkanal nordöstlich Lühnde geklärt. *Planorbis*-Zone und *Johnstoni*-Zone sind hier mächtig und tonig entwickelt, und zwar zusammen in etwa 30 m Mächtigkeit. Darüber folgen etwa $^3/_4$ m mächtige Kalksandsteinbänke mit *Schlotheimien*, die meist infolge Verdrückung nicht näher bestimmbar sind. Doch fand Herr Jüngst in diesen u. a. eine gut erhaltene Jugendform, die mit großer Wahrscheinlichkeit mit *Schlotheimia amblygonia* W. L. identifiziert werden kann, sowie ein Kalkgerölle, das ein *Psiloceras*-Fragment aus der *Megastoma*-Gruppe enthält[14]). Es fehlen also *Hagenowi*- und *Proarieten*-Zone, die z. T. einer Aufarbeitung zum Opfer gefallen sind oder überhaupt nicht abgelagert wurden. Auch die Göttinger Fauna der Proarieten-Zone weist ihre Besonderheiten auf, da einerseits Proarieten bisher hier nicht gefunden wurden, anderseits die Psiloceraten (*Psiloceras Brandesi* W. L., *Saxoceras crassicosta* Brandes sp.) zwar denen von anderen Fundpunkten verwandt, aber nicht mit ihnen ident sind. Allerdings besteht die Göttinger Fauna bisher nur aus einigen wenigen Exemplaren und ist daher

[14]) Ein genaues Profil über Rät und unteren Lias der Kanaleinschnitte bringt Herr Jüngst in seiner demnächst zu erwartenden Dissertation.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

nur unvollständig bekannt. Immerhin liegt vielleicht auch hier ein besonderer, zeitlich späterer Zonenausschnitt vor. Weitergehende Schlüsse hieraus zu ziehen und eine Verbindung der Göttinger Gegend mit Süd unter Trennung von Nord zu ziehen, wie BRANDES wollte, erscheint verfehlt, zumal sich die Funde von Amelsen und Lauterbach besonders durch das Vorhandensein der von Göttingen bisher nicht bekannten Proarieten gut an die nördlicheren Bildungen anschließen. Die hauptsächlich *Alsatites* führende Fauna von Lauterbach möchte ich, ebenso wie die von Quedlinburg, an den Gipfel der Zone stellen.

Zusammengestellt ergibt sich für die Ammonitenfolge der Psilonotenstufe Norddeutschlands folgendes Bild:

Zone	Ostgebiet (Harzvorland)	Westgebiet (Hannover-Westfalen)	Südgebiet (Leinegraben-Hessische Straße)
$\alpha \cdot 1 \cdot a$	*Psiloceras planorbis*	*Psiloceras planorbis*	*Psiloceras planorbis*
	Psiloceras Johnstoni	Schichtlücke	*Psiloceras Johnstoni*
$\alpha \cdot 1 \cdot b$	Horizont von Scheppau	*Psiloceras Johnstoni* + var. *stenogastor* u. *polykosma*, *Psiloceras aries*	?
	fehlt		
$\alpha \cdot 1 \cdot c$	*Psilophyllites Hagenowi* (lokal Schichtlücke)	*Psilophyllites Hagenowi* (lokal Schichtlücke)	Schichtlücke[15])
$\alpha \cdot 1 \cdot d$	fehlt	*Proarietites laqueus* + *laqueolus* + *Saxoceras costatum*	*Proarietites laqueus* (Amelsen)
	Alsatites laqueolus + *Saxoceras Schroederi*		? Göttinger Horizont
	Alsatites quedlinburgensis (Quedlinburg)	Schichtlücke	*Alsatites quedlinburgensis*; *Alsatites* cf. *liasicus* (Lauterbach)

[15]) Nach RÜGER (1924, S. 153) führt v. KOENEN (1875) *Am. Hagenowi* von Lauterbach an. Diese Angabe ist irreführend, tatsächlich schreibt v. KOENEN: „*Am. planorbis* oder *Hagenowi*. ganz verdrückt." Im Göttinger Museum fand sich nur ein ganz unbestimmbarer Flachdruck in Schieferton als Belegstück. *Am. Hagenowi* von Lauterbach ist also, ebenso wie die von BRANDES angeführten *Psiloceras anisophyllum* und cf. *Paltar*, die un-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Wanderungen von Leitammoniten.

Die Aufgabe, den Weg neuer Einwanderer in bereits bestehende Faunenbezirke zu verfolgen, hat besonderen Reiz und verspricht wertvolle Rückschlüsse paläogeographischer Art zu gestatten. Sie ist aber erst bei genauester Kenntnis der Zonenfolge in den in Frage kommenden Gebieten erfolgversprechend und aus diesem Grunde für den Lias α Süddeutschlands zurzeit noch nicht spruchreif. Im norddeutsch-englischen Gebiet lassen sich nun in der Tat Wanderungen von Ammoniten feststellen, und zwar sind es die Psiloceraten aus der Gruppe des *Psiloceras megastoma*. Diese treten in Südwestengland anscheinend bereits im unmittelbaren Hangenden der Zone des *Psiloceras (Caloceras) Johnstoni*, noch zusammen mit *Caloceras*, in größerer Mannigfaltigkeit auf (s. z. B. Tutcher 1920); in Norddeutschland fand sich dagegen bislang nur ein sehr seltener Vorläufer dieser Formen in der *Johnstoni*-Zone von Halberstadt, während die Formengruppe in der Proarietenzone eine Blütezeit erlebt. In der Thetys liegen *Psiloceras megastoma* und *Proarietites proaries* zusammen in der jüngeren Zone der Psilonotenschichten. Wir haben hier also das merkwürdige Ergebnis, daß einzelne Formen auf dem Wege aus der Thetys ins Nordmeer Hemmungen erfahren haben, so daß sich die Fauna entmischte; doch ist hierbei zu beachten, daß wir die englischen „*Waehneroceras*" *megastoma* oder cf. *megastoma* noch nicht genau kennen, da sie bisher nicht beschrieben sind, und auch die norddeutschen Formen nicht mit den alpinen ident sind; sodann sind auch unsere Kenntnisse über die Stratigraphie des untersten Lias der nordöstlichen Alpen und die vertikale Verteilung der Ammoniten in diesen Schichten, die auf Neumayr (1879) und Waehner (1886) zurückgehen, bisher nur äußerst dürftig. Es erscheint daher zwecklos, Theorien zur Erklärung dieser Erscheinungen auszuspinnen.

---

bestimmbare Wohnkammerbruchstücke darstellen, zu streichen. Ferner gibt v. Fritsch (1870) *Am. Hagenowi* von Eisenach an. Diese Angabe wird von Naumann (Erläuterungen zu Blatt Kreuzburg i. Th.) und Herrn Jüngst bestätigt, der in der Sammlung der Landesanstalt ein von Naumann gesammeltes, als *Psil. planorbis* bestimmtes Exemplar von *Psilophyllites Hagenowi* von Kreuzburg vorfand (nach frdl. mündlicher Mitteilung von Herrn Jüngst). Vermutlich wird sich mithin *Psil. Hagenowi* auch in der hessischen Straße, sei es in Verbindung mit Nord oder Süd von Thüringen aus, noch finden lassen.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Auf Wanderungen von *Psilophyllites* macht neuerdings M. Schmidt (1925) aufmerksam. Auch hier handelt es sich nicht um identische Arten, sondern um Formen, die sich während der räumlich-zeitlichen Fortbewegung weiter entwickelt haben.

Dagegen bedürfen einige von Rüger und Vollrath angenommene „Wanderungen" der Richtigstellung. So können *Schlotheimia Charmassei*, *Schloth. d'Orbignyi* und einige andere Formen der *Schlotheimia-* und *Scamnoceras*-reihe nicht, wie Vollrath und Rüger wollten, als in den unteren Arietenschichten — Zonen des *Vermiceras Conybeari* und *Coroniceras rotiforme* — zonenfremd bezeichnet werden, haben vielmehr sowohl in Norddeutschland wie auch in England gerade hier ihr Lager und sind mithin in diesen Zonen heimisch. Hieraus ergibt sich die Unhaltbarkeit der Rügerschen Anschauung, wonach in den Kraichgau „das Arietenmeer mit seiner Fauna bereits vorgedrungen war, als in Württemberg noch das Meer der Angulatenzeit vorhanden war, aus welchem die Formen („Riesenangulaten") einwanderten" (1924, S. 173). Daß auch in Württemberg Schlotheimien in den unteren Arietenschichten fortlebten, ist schon seit Quenstedt und Pompeckj (1893 b, S. 231) bekannt! (S. a. M. Schmidt, 1925.)

Ebenso ist auch *Arnioceras* im unteren Lias β nicht zonenfremd. M. Schmidt (1922) hat kürzlich das Vorkommen von *Arnioceras ceratitoides* Quenst. im Lias β von Trossingen erwähnt, und Vollrath benutzt diese Angabe, um die Unzuverlässigkeit von *Arnioceras geometricum* als Leitfossil zu unterstreichen. Nun ist schon seit Dumortiers Juraarbeit über das Rhonebecken (Tl. II, 1867) bekannt, daß *Arnioceras* — von Dumortier als *Am. geometricus* bestimmt, aber von diesem nach dem Stande unserer heutigen Kenntnisse abzutrennen — dort sogar bis in die Oxynoten-Zone hinaufgeht. Ebenso beschreibt Uhlig (1900) eine Arnioceraten-Fauna aus einer β-Faunengemeinschaft der Bukowina. In Dorsetshire findet sich eine Folge von Arnioceraten (*Arn. „obliquecostatum"*, cf. *insigne*, *Bodleyi*, *nodulosum*, cf. *semicostatum*, *Hartmanni*) in der *Agassiceras*-Zone und den darüber liegenden *Sulciferites-*, *Brooki-* und *Hartmanni*-Zonen, während das echte *Arnioceras* (*„Eparnioceras"* Spath) *semicostatum* Y. u. B. vermutlich noch wesentlich höher, nämlich in der Zone des *Microderoceras Birchi*, liegt (Lang, Spath, Richardson 1923). Aus Lias β Norddeutschlands sind dem Verfasser

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Arnioceras-Arten schon lange bekannt. Zwei der markantesten Vertreter sind im paläontologischen Teil näher beschrieben als *Arnioceras* cf. *semicostatum* Y. u. B. und *Arnioceras* cf. *fortunatum* S. Buckm.; sie stammen aus den Ziphus-Schichten von Bielefeld[16]), wo sie zusammen mit

[16]) In dem neuen Aufschluß der Gesellschafts-Ziegelei, Ziegelstraße, südlich der Kleinbahn, fand sich *Arnioceras* cf. *semicostatum;* und *Xipheroceras planicosta,* in den tiefsten Teilen der nördlich anschließenden alten Grube ebenfalls *Arn.* cf. *semicostatum;* etwas höher, über einer Gerölle und korrodierte Gryphaeen führenden Bank, prachtvoll erhaltene *Xipheroceras Dudressieri, planicosta, ziphus, Asteroceras obtusum, Arietites stellaris,* cf. *Brooki* und *Arnioceras* cf. *semicostatum, Arn.* cf. *fortunatum* Bu. neben selteneren Bivalven, Gastropoden und Brachiopoden, in den hangendsten Schichten derselben Grube dieselbe Fauna anscheinend ohne *Arnioceras.* In einem kleinen Aufschluß unmittelbar nördlich der Ziegelei wurde nur ein Ammonitenbruchstück auf einer Geode gefunden, das zu *Platypleuroceras brevispina* gehören dürfte, so daß also hier bereits der unterste Lias γ anstehen dürfte. Die Gesamtmächtigkeit der *Ziphus*-Schichten, die durchweg aus blauschwarzen Schiefertonen mit zahlreichen Lagen flacher, kieseliger Kalklinsen bestehen, kann auf mindestens 50—60 m geschätzt werden, kann aber auch noch wesentlich mächtiger sein.

Der nahegelegene, unter Wasser befindliche Aufschluß der abgebrochenen, ehemaligen Voßmerbäumerschen Ziegelei weiter südlich der Kleinbahn steht in höheren Arietenschichten, in denen Verfasser 1908 noch *Coroniceraten* sowie gleichfalls — andersartige — *Arnioceraten* sammeln konnte, die ebenfalls nicht zu *Arnioceras geometricum* gehören. Die *Geometricus*-Schichten waren dagegen früher im Weichbild der Stadt Bielefeld bei Ausschachtungen usw. gelegentlich erschlossen.

Monke (1889) erwähnt von Herford als obersten Teil der Arietenschichten seine Zone des *Am. herfordensis,* die außer diesem *Am. Kridion* Hehl, *Am. miserabilis* Qu., *Am. Birchi* Sow., *Am. capricornoides* Qu. und *Am. striaries* Qu. enthalten soll. Es handelt sich um einen paläontologisch nicht näher gegliederten Schichtkomplex von 14 m Mächtigkeit, vermutlich aus der Grenzregion von Lias α und β.

Für Durchführung einer Feingliederung der Arietenstufe wäre das Gebiet zwischen Oldentrup-Sieker von der Ziegelei Hagemann, wo die untersten Arietenschichten mit *Coroniceras westfalicum* aufgeschlossen sind, über die städtische, früher Bökemeyersche Ziegelei in Sieker (Schichten mit *Ammonites bisulcatus* usw.) bis zur Stadtgrenze Bielefeld und zum Lias β der Gesellschaftsziegelei außerordentlich geeignet, wenn Aufschlüsse geschaffen würden oder die gelegentlichen bei Bauarbeiten genau verfolgt würden. Gelegentliche Beobachtungen zeigten, daß in diesem Gebiet eine größere Anzahl verschiedener Horizonte mit wohlerhaltenen Ammonitenfaunen zu unterscheiden sein müssen, so daß hier am ehesten Aussicht besteht, eine ähnlich reiche Ammonitenfolge in der Arietenstufe unterscheiden zu können, wie sie in den letzten Jahren in England durch die Arbeiten von Lang, Spath, Trueman, Tutcher u. a. nachgewiesen ist.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Xipheroceras Dudressieri, ziphus, planicosta, Asteroceras obtusum, Arietites stellaris, cf. *Brooki* vorkommen. Sie sind aber von *Arnioceras geometricum* leicht zu unterscheiden und fallen nicht in dessen Variationsbereich; dasselbe ist mit den Stücken von Trossingen und vermutlich auch denen aus dem Breisgau (PRATJE) der Fall. Das inzwischen von M. SCHMIDT (1925) abgebildete und beschriebene β-*Arnioceras* ist mit der norddeutschen β-Form, *Arn.* cf. *semicostatum* W. L., zu identifizieren.

PRATJE (1923) führt „*Arietites liasicus*" aus den Arietenschichten am westlichen Schwarzwaldrand auf. Hier möchte ich zunächst nicht an einen verspäteten Wanderer, sondern eher an Verwechslung mit ähnlichen *Vermiceraten* denken.

Wenn wir Wanderungen bei einzelnen Ammonitengeschlechtern, d. h. ungleichzeitiges Auftreten an verschiedenen Orten, feststellen können, wie z. B. bei *Amaltheus* und *Leioceras*, die in Südfrankreich bezw. Lothringen früher auftreten sollen als in Schwaben, so sollte das kein Anlaß zur Resignation über den nur relativen Wert der Leitfossilien sein. Auch hier ist das letzte Wort noch nicht gesprochen, und Klarheit über diese Vorgänge werden wir erst haben, wenn in allen in Betracht kommenden Gebieten die Zonen Schicht für Schicht genau durchforscht und die Faunen nach neuen Gesichtspunkten paläontologisch bearbeitet sein werden. Vielleicht gelingt es dann in der Zukunft, alle Wanderungen von Ammoniten des Jura aus der Thetys in die nordeuropäischen Becken, wo sie als Einwanderer vielfach unvermittelt auftreten, den Faunenaustausch zwischen diesen Becken sowie Rückwanderungen nachzuweisen; dazu ist aber eine genaue Kenntnis nicht nur der nordeuropäischen, sondern auch der mediterranen Faunen bei strengster Horizontierung erforderlich. Heute stehen wir erst am Anfang dieser Kenntnis.

Ostrea-Gryphaea als Leitfossilien.

RÜGER (1924. S. 132) erklärt es für wünschenswert, außer den Cephalopoden auch andre Invertebrata als Leitfossilien heranzuziehen. Ein solcher Versuch geschah bereits 1922 in England durch TRUEMAN bezüglich der Entwicklungsreihe der *Gryphaea*. Die Muscheln dieser Reihe sind nicht streng im Lager geschieden, doch überwiegt in jeder Zone eine bestimmte Entwicklungsstufe, so daß durch Auszählung einer Volksgemeinschaft ein Anhaltspunkt zu erhalten ist. Die Entwicklungsrichtung

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

geht dahin, die Einrollung zu verstärken unter Verkleinerung der Anheftungsfläche, Zunahme der Dicke der linken Schale und Ausbildung einer Furche am hinteren Teil der linken Schale, bis durch den überstehenden „Schnabel" der großen Klappe die Öffnungsmöglichkeit der rechten Schale behindert wird — die Ursache hierfür sieht LANG in einer Ausscheidung eines Überflusses von kohlensaurem Kalk — und die Reihe erlischt. In nachstehender Übersicht ist das überwiegende Vorkommen der *Ostrea*- und *Gryphaea*-Arten in England nach TRUEMAN und in Westfalen nach Beobachtungen des Verfassers angegeben, wobei zu bemerken ist, daß *Ostrea liassica* STRICKL. mit *Ostrea sublamellosa* DUNK., *Gryphaea incurva* SOW. mit *Gryphaea arcuata* LAM. ident sein dürften; wenigstens vermag Verfasser auch nach den Beschreibungen und Abbildungen von TRUEMAN keinen nennenswerten Unterschied zwischen den erstgenannten Formen und dem norddeutschen Material zu erblicken.

Entwicklung von *Ostrea-Gryphaea* im Lias α.

Zone	Südwestengland	Westfalen
Psiloceras planorbis *Psiloceras Johnstoni* *Psilophyllites Hagenowi*	*Ostrea liassica* STRICKL. ?	*Ostrea sublamellosa* DUNK.
Proarietites	*Ostrea* cf. *irregularis* MÜNST.	*Ostrea irregularis* MÜNST.
Angulaten-Stufe	*Gryphaea Dumortieri* JOLY	*Gryphaea* aff. *obliquata* SOW.
Vermiceras Conybeari *Coroniceras rotiforme* „ *Bucklandi* „ *gmuendense* *Arnioceras geometricum* *Euagassiceras sauzeanum*	*Gryphaea* aff. *obliquata* SOW. *Gryphaea incurva* SOW.	fehlt *Gryphaea arcuata* LAM.

Zur Erläuterung der nordwestdeutschen Verhältnisse diene das folgende:

In der Zone des *Psiloceras planorbis* kommen fast ausschließlich die flachen, mit der ganzen Unterschale festgewachsenen dünnschaligen Formen vor *(Ostrea sublamellosa* DUNK.), die häufig eine Durchformung von Fremd-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

skulptur, namentlich von Ammoniten, zeigen, was nach Weigelt (1920) für flaches, im Bereich der Wellenschlagwirkung befindliches Wasser spricht; stärker aufgebogene Formen, die zu *Ostrea irregularis* vermitteln, sind selten. In den folgenden Zonen des *Psiloceras Johnstoni* und *Psilophyllites Hagenowi* werden die letztgenannten etwas häufiger. In der Proarietenzone überwiegt *Ostrea irregularis* — mit rechtwinklig aufgebogener großer Klappe — und Formen, die zwischen dieser und *Gryphaea* vermitteln (cf. *Ostrea anomala* Terq., große Klappe stark, aber unregelmäßig gewölbt, Anwachsstelle schwankend zwischen sehr klein bis zu ein Drittel der Schalenoberfläche). Formen, die zu *Gryphaea* gestellt werden können, kommen dagegen noch nicht vor. In der Angulatenstufe überwiegen Gryphaeen, und zwar Formen aus der Verwandtschaft der *Gryphaea obliquata* Sow. (Einrollung etwa 180°, seitliche Furche schwach). *Gryphaea Dumortieri* Joly ist mir aus Westfalen nicht mit Sicherheit bekannt, hier klafft also eine Lücke, die durch die in Frankreich und England gefundenen Formen geschlossen wird. Neben *Gryphaea* aff. *obliquata* kommen bereits — selten — stärker eingerollte Formen vor, die zu *Gryphaea arcuata* Lam. vermitteln. Von *Ostrea* sind flache, mit einer Schale ganz aufgewachsene Formen noch häufig, aber nicht mit *Ostrea sublamellosa* ident. Vor allem werden sie in den mittleren und oberen Angulatenschichten viel großwüchsiger als *Ostrea sublamellosa*. Auch *Ostrea irregularis* Münst. kommt noch, wenn auch ziemlich selten, vor, und zwar auch noch in den obersten Angulatenschichten, der Zone der *Schlotheimia stenorhyncha* von Steinlacke; insoweit ist eine frühere Bemerkung des Verfassers (1922) richtigzustellen.

Die Vermiceras-Zone wurde bisher nicht beobachtet und dürfte in die Schichtlücke zwischen Angulaten- und Arietenstufe fallen. In der Zone des *Coroniceras westfalicum* kommen Formen aus der Verwandtschaft der *Gryphaea obliquata* Sow. und der *Gryphaea arcuata* Lam. nebeneinander vor, doch dürfte letztgenannte Form bereits überwiegen. Die höheren Arietenschichten beherrscht *Gryphaea arcuata* durchaus.

Unter Berücksichtigung der Entwicklung von *Ostrea-Gryphaea* treten mithin die Psilonotenzonen a + b + c, die Proarietenzone, die Angulatenstufe und die Arietenstufe selbständig hervor, während eine weitere Gliederung nach Ostreen kaum möglich sein dürfte.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Zusammenfassung.

Bei unserer heutigen lückenhaften Kenntnis des süddeutschen Lias α scheint eine Paläogeographie zur Zeit dieser Bildungen verfrüht, da die nötige stratigraphisch-faunistische Vorarbeit fehlt. Sobald erst eine Anzahl Profile auf ihren paläontologischen Inhalt hin genau untersucht ist, wobei besonders das Gebiet von Hechingen-Balingen, aber auch die Gegend von Vaihingen Erfolg verspricht, wird sich vermutlich eine Parallelisierungsmöglichkeit mit den entsprechenden norddeutsch-englischen Bildungen ergeben. Heute scheint nur soviel ersichtlich, daß die süddeutschen Ablagerungen Zonen enthalten dürften, die in Norddeutschland wenigstens z. T. fehlen (Nürtinger Psilonotenzone; Vermiceras-Zone) und umgekehrt, so daß der Faunenaustausch durch die hessische Straße mehrfach unterbunden oder doch stark behindert gewesen sein dürfte. Es mögen in dem einen Gebiet auch Faunen erhalten sein, die infolge von Regressionsphasen im andern Gebiet fehlen, so daß sich beide Gebiete in wünschenswerter Weise ergänzen.

Erst nach der erforderlichen stratigraphisch-paläontologischen Neubearbeitung der süddeutschen Lias-α-Ammoniten ist es an der Zeit, Schlüsse allgemeinerer Natur, besonders solche paläogeographischer Art, aus den erwähnten Besonderheiten zu ziehen; dann werden sich auch die zahlreichen Widersprüche, die in den Arbeiten der verschiedenen Autoren über Paläogeographie und Ingression des schwäbischen Liasmeers heute hervortreten, lösen.

Soviel nur ist heute bereits aus dem Fehlen der *Planorbis*-Zone im Kraichgau, in Lothringen, im Elsaß (?) und Donau-Rheinzug (?) zu ersehen, daß das süddeutsche *Planorbis*-Meer gegen Westen abgeriegelt war und die Ingression mithin von Norden, durch die hessische Straße, erfolgte. Diese Verhältnisse sind bereits durch das Rätmeer Süddeutschlands vorbereitet (s. hierzu auch Ehrat, 1920). Rüger leugnet diese Möglichkeit und sieht sich daher genötigt, dem schwäbischen Psilonotenmeer einen ganz hypothetischen Zugang von Süd unter Trennung von den westlicheren und nördlicheren Bildungen durch eine Landbarre zuzuweisen, unter der einzigen Begründung, daß *Psiloceras planorbis* bei Lauterbach fehle (Rüger, 1924, S. 153, 170 ff.). Dem ist entgegenzuhalten, daß die Psilonotenschichten von Lauterbach nur ganz ungenügend bekannt sind, und schon bei Berge bei Wabern ist *Psiloceras*

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

planorbis in guter Erhaltung vorhanden! (GLÄSSNER, 1912). Voraussichtlich dürfte es sich bei genauerer Nachprüfung mithin auch bei Lauterbach finden. Den nächsten Anschluß nach Süden findet die Planorbiszone in der Coburger Gegend, von wo *Psiloceras planorbis* seit langem bekannt ist.

Bereits zur *Johnstoni*-Zeit änderten sich die Verhältnisse für Süddeutschland und es trat zu der nördlichen Verbindung eine solche in westlicher Richtung mit dem französischen Becken durch Überflutung von Lothringen und Kraichgau hinzu.

II. Paläontologischer Teil.

Die Ammonitengattungen des Lias α (+β pars).

Es ist SALFELD (1919, S. 11) zuzustimmen, wenn er die Gattungen *Psiloceras* und *Schlotheimia* in der Fassung von WAEHNER (1886, S. 190) und POMPECKJ (1893) für keine phyllogenetischen Einheiten anspricht; es ist auch die Möglichkeit zuzugeben, daß sich außer den vom Verfasser (1924) nachgewiesenen beiden Entwicklungsreihen von *Schlotheimia, Scamnoceras* und *Schlotheimia* sens. str., noch weitere werden finden lassen; so möchte SALFELD evtl. *Schlotheimia marmorea* OPP. an *Psiloceras (Paraphylloceras) calliphyllum* NEUM. anschließen. Zur Lösung dieser Fragen und vor allem auch zur Klärung der Beziehungen der von WAEHNER zu *Psiloceras* gestellten Formen unter sich ist jedoch ein eingehendes Studium alpinen, stratigraphisch gesammelten Materials erforderlich. Deswegen ist SALFELD nicht recht zu geben, wenn er sein Bedauern ausspricht, daß HYATT diese Formen nur teilweise zu verschiedenen Gattungen auseinandergezogen habe. Der von HYATT versäumten Aufgabe hat sich neuerdings SPATH unterzogen, indem er für eine größere Anzahl von bisher zu *Psiloceras, Schlotheimia* und *Arietites* sens. lat. gestellten Arten neue Gattungsnamen angibt. Die Mehrzahl dieser Gattungen sind lediglich auf eine anderswo beschriebene bzw. abgebildete Art als Genotyp bezogen, entbehren der näheren Begründung und sind nicht gegeneinander abgegrenzt; dasselbe ist mit zahlreichen neuen Arten der Fall. Auf die SPATHschen Arbeiten trifft daher voll das

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

zu, was R. RICHTER[17]) kürzlich über die Namengebung schreibt: „Es vergrößert sich dadurch die Verpflichtung, sich die Definitionen nicht deswegen leicht zu machen, weil schon die Bestimmung eines Typus einen Namen festlegen kann. Es ist kein Verdienst, einen Namen gebildet oder ausgegraben zu haben. Aber es ist das Gegenteil von Verdienst, einen Namen in die Welt zu setzen, mit dem der Benutzer erst etwas anfangen kann, wenn er sich selber die Mühe einer förmlichen Neubegründung gemacht hat." „Die Verantwortung der Autoren sollte neue Arten und Gattungen ohne Herausarbeitung der differentia specifica gegen die bisher bekannten Nächstverwandten ganz undenkbar machen. Sonst wird ja die eigentliche Arbeit wieder auf den Leser abgewälzt. Hierin stehen manche neueste Arbeiten unter der Durchschnittshöhe der Forschung von 1840 bis 1860."

Da die SPATHschen Namen in verschiedenen Arbeiten zerstreut sind und auch in diesen nirgends in systematischer Anordnung erscheinen, was die Orientierung außerordentlich erschwert, wird im folgenden eine systematische Übersicht über die Ammonitengattungen des Lias α und einiger ihrer Nachkömmlinge im Liaß β einschließlich der neuen von SPATH an Hand der SPATHschen, z. T. neuen Familien zusammengestellt. Ein Werturteil über die neuen Gattungen und Familien soll mit der Aufnahme in diese Zusammenstellung nicht gegeben werden. Eine Benutzung erübrigt sich vorläufig bei der Mehrzahl derselben, da sie mit einer Neubegründung beginnen müßte, welche Arbeit SPATH überlassen bleiben mag. Die Formengruppe des *Waehneroceras*, hier als Untergattung von *Psiloceras* für die Gruppe des *Psiloceras subangulare* OPP. aufgefaßt, und ebenso *Kammerkarites* SPATH wurde aber im Gegensatz zu HYATT und SPATH nicht den *Angulatidae*, sondern den *Psiloceratidae* zugesellt (siehe auch die Bemerkungen weiter unten!). Verfasser bittet um Nachsicht, falls die Liste, die ja nur eine vorläufige Orientierung bezweckt, unvollständig sein sollte; es sind ihm gegenwärtig noch nicht alle neueren ausländischen Arbeiten zugänglich gewesen; auch dürfte die Liste von SPATH noch nicht abgeschlossen sein, da einige der von WAEHNER bekanntgemachten Charaktertypen noch nicht mit neuen Gattungsnamen belegt sind.

[17]) Reform der paläozool. Nomenklatur?, Koehlers Nachrichtenblatt für Geologen..., Leipzig 1925, S. 6.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Was uns in unserer Kenntnis der Cephalopoden des unteren Lias, ihrer Verbreitung und Fortentwicklung vorwärts bringen wird, ist aber nicht eine Neubenennung der Tafeln von WAEHNER, REYNÈS u. a., sondern die systematische Durcharbeitung neuen, streng stratigraphisch gesammelten Materials, zwecks Feststellung der Variabilität der Formen und ihrer Fortentwicklung in der Zeit, und erst nach dieser Vorarbeit Zusammenfassung zu Arten und Gattungen. Wenn dies mit alpinem Material geschieht, wird sich m. E. sogar noch eine Zusammenlegung mancher WAEHNERschen Arten, die ja vielfach auch nur auf einzelne oder einige wenige, sich mitunter sehr nahestehende Stücke gegründet sind, ergeben[18]).

I. *Lytoceratidae.*

Ectocentrites (WAEHNER) *Canavari* 1888. Genotyp[19]): *Ectocentrites Petersi* (HAUER) WAEHNER 1895. S. 53, Taf. **9**, 6, 7; **10**, 1—5. 1898. S. 153, Taf. **20**, 1—5.

Holcolytoceras SPATH 1924. Genotyp: *Ectocentrites nodostrictus* (QUENST.) POMPECKJ 1893. S. 357, Taf. **5**, 6.

Cosmolytoceras SPATH 1924. Genotyp: *Ectocentrites Canavarii* BONARELLI 1900. S. 70, Taf. **9**, 3.

Peltolytoceras SPATH 1924. Genotyp: *Ectocentrites Giordanii* BONARELLI 1900. S. 75, Taf. **10**, 4.

Tragolytoceras SPATH 1924. Genotyp: *Lytoceras altecinctum* (HAUER) BONARELLI 1900. S. 70, Taf. **9**, 1.

Lytotropites SPATH 1924. Genotyp: *Ectocentrites Fucinii* BONARELLI 1900. S. 72, Taf. **10**, 2.

II. *Phylloceratidae.*

Paradasyceras SPATH 1924. Genotyp: *Phylloceras Uermoesense* (HERBICH) WAEHNER 1898. S. 173, Taf. **25**, 1 ausschließlich.

---

[18]) Z. B. von *Psiloceras crebricinctum* WAEHNER (1886, S. 150, Taf. **16**, 1—5) und *Psiloceras polyphyllum* WAEHNER (1886, S. 153, Taf. **17**, 2), die nur auf Grund des Lobenabstandes getrennt wurden, wobei von letztgenannter, mit engfolgenden Suturen behafteter Form nur ein Exemplar vorlag. Der Lobenabstand ist aber nach den Erfahrungen des Verfassers bei *Psiloceras* und *Schlotheimia* keineswegs ein konstantes Artmerkmal, sondern variiert oft innerhalb sehr weiter Grenzen. Verfassser schlägt daher schon jetzt Einziehung von *Psiloceras polyphyllum* als selbständige Art vor unter Vereinigung mit *Psiloceras crebricinctum* und *Psiloceras* n. f. aff. *crebricinctum* WAEHNER 1886, S. 205, Taf. **30**, 1 zu einer Art.

[19]) Bezüglich der Benennungsweise der Typen folge ich den Vorschlägen von R. RICHTER (1925). Die Bezeichnung Genolectotyp fällt danach als überflüssig fort, da der zweite Autor in seiner Wahl gebunden ist.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

III. *Psiloceratidae* Hyatt em. (einschließlich *Pleuracanthidae* Hyatt).

Psiloceras Hyatt. Genotyp: *Am. psilonotus laevis* Quenst. 1849. Taf. **3**, 18 (= *Am. planorbis* Sow. ?).

Untergattung: *Caloceras* (Hyatt) S. Buckman. Genotyp: *Am. torus* d'Orbigny 1842. Taf. **53**.

Untergattung: *Waehneroceras* Hyatt. Genotyp: *Am. subangularis* Opp. 1862. S. 130, Anm. Quenstedt 1883. Taf. **2**, 10, 11. *(Am. angulatus psilonoti;* nach Spath zu den *Angulatidae* gehörig).

Untergattung: *Laqueoceras* nov., Subgenotyp: *Aegoceras sublaqueus* Waehner 1886. S. 142, Taf. **15**, 1; **16**, 10; **30**, 4.

Pleuracanthites Canavari 1883. Genotyp: *Lytoceras ? biforme* (Sow.) *Canavari* 1882. S. 156, Taf. **17**, 8—11.

Euphyllites Waehner 1898. Genotyp: *Euphyllites Struckmanni* (Neum.) Waehner 1898. S. 170, Taf. **22**, 1—8; **23**, 1.

Psilophyllites Spath 1914. Genotyp: *Am. Hagenowi* Dunker 1847. Taf. **13**, 22; **17**, 2.

Parapsiloceras Haug 1900, S. 84. Genotyp: *Aegoceras polycyclum* Waehner 1886. S. 138 *Pleuracanthites polycyclus* Waehner 1895. S. 42.

Franziceras S. Buckman 1923. Genotyp: *Franziceras ruidum* S. Buckm. 1923. Taf. **423**.

Saxoceras W. Lange 1924. Genotyp: *Saxoceras costatum* W. Lange 1924. S. 195.

Paraphylloceras Salfeld 1919. Genotyp: *Aegoceras calliphyllum* Neumayr.

Discamphiceras Spath 1923 b. Genotyp: *Aegoceras kammerkarense* (Gümb.) Waehner 1884. S. 113, Taf. **25**, 1, 2.

Kammerkarites Spath 1924. Genotyp: *Aegoceras diploptychum* Waehner 1882. S. 84, Taf. **8**, 1 (von Spath zu den *Angulatidae* gestellt).

IV. *Alsatitidae* Spath 1924.

Tmaegoceras Hyatt 1889. Genotyp: *Am. latesulcatus* Hauer 1856. Taf. **9**, 1—3.

Pseudotropites Waehner 1895. Genotyp: *Tropites ultratriasicus* Canavari 1882. S. 184, Taf. **26**, 1—5.

Canavarites Hyatt 1900, S. 577. Genotyp: *Arietites discretus* Canavari.

Alsatites Haug 1894 em. W. Lange 1924. Genotyp: *Am. liasicus* d'Orbigny 1842, Taf. **48**.

Proarietites W. Lange 1924, S. 196. Genotyp: *Arietites proaries* Neumayr 1879. S. 37, Taf. **7** [Waehner 1886. S. 217, Taf. **28**. 1; **29**, 1—4; **30**, 5—11].

Paracaloceras Spath 1923 a. Genotyp: *Arietites coregonensis* (Sow.) Waehner 1888. Taf. **22**, 1.

Pseudaetomoceras Spath 1924. Genotyp: *Arietites abnormilobatus* Waehner 1886. Taf. **23**, 5 ausschließlich.

Gyrophioceras Spath 1924. Genotyp: *Arietites praespiratissimus* Waehner 1886. Taf. **36**, 2.

V. *Angulatidae* Hyatt em.

Schlotheimia Bayle 1878. Genotyp: *Schlotheimia angulata* Bayle *Schlotheimia princeps* S. Buckman 1923. Taf. **395**.

Untergattung: *Scamnoceras* W. Lange 1924. Subgenotyp: *Am. angulatus* (Schloth.) em.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Angulaticeras S. Buckman 1906. Genotyp: ***Am. lacunatus*** J. Buckman.
Sulciferites Spath 1922 und 1923a. Genotyp: ***Schlotheimia (sulcata) sulcifera*** S. Buckman 1904. Palaeont. univ. Taf. **39**, 2 und 1906, S. 239.
Charmasseiceras Spath 1924. Genotyp: ***Aegoceras Charmassei*** (d'Orb.) Wright 1878. Taf. **20**, 1—3.
Boucaulticeras Spath 1924. Genotyp: ***Aegoceras boucaultianum*** (d'Orb.) Wright 1878. Taf. **18**, 1.
Pseudoschlotheimia Spath 1924. Genotyp: ***Schlotheimia densilobata*** Pompeckj 1893. S. 242, Taf. **7**, 1.

VI. ***Ammonitidae sens. str.*** Owen 1836 em. Meek 1876, Spath 1924.
Ammonites sens. str. Genotyp: ***Am. bisulcatus*** (Brug.) d'Orbigny 1843. Taf. **43**.
Vermiceras Hyatt. Genotyp: ***Am. spiratissimus*** Quenstedt.
Coroniceras Hyatt. Genotyp: ***Am. rotiformis*** Sowerby.
Epammonites Spath 1922. Genotyp: ***Arietites latesulcates*** (Quenst.) E. Schmidt 1914. S. 22, Taf. **4**, 1.
Paracoroniceras Spath 1922. Genotyp: ***Am. gmuendensis*** (Oppel.) Reynès 1879. Taf. **16**, 1, 2.
Megarietites Spath 1922. Genotyp: ***Am. meridionalis*** Reynès 1879. Taf. **22**, 1—3.
Arnioceratoides Spath 1922. Genotyp: ***Am. Kridion*** Zieten 1830.
Eucoroniceras Spath 1922. Genotyp: ***Am. sinemuriensis*** d'Orbigny 1842. Taf. **95**, 1—3.
Protocymbites Spath 1923a. Genotyp: ***Protocymbites Waehneri*** Spath = ***Arietites semicostulatus*** (Reyn.) Waehner 1886. Taf. **27**, 12 ausschließlich.
Metophioceras Spath 1924. Genotyp: ***Am. Conybeari*** Sowerby 1816. S. 70, Taf. **131**.
Euagassiceras Spath 1924. Genotyp: ***Am. sauzeanus*** d'Orbigny 1844. S. 304, Taf. **95**, 4, 5.

VII. ***Arnioceratidae*** Spath 1924.

Arnioceras Hyatt. Genotyp: ***Am. ceratitoides*** Agassiz (S. Buckm. 1911. Y. T. A.).
Eparnioceras Spath 1923a, 1924. Genotyp: ***Arietites semicostatus*** (Y. u. B.) Wright 1878. Taf. **1**, 8.
? *Cymbites* Neumayr (Spath 1923a). Genotyp: ***Am. globosus*** Neum.
? *Metacymbites* Spath 1924. Genotyp: ***Am. centriglobus*** Oppel 1862. S. 140 = ***globosus*** Quenst. 1849. Taf. **15**, 8. 1883. Taf. **62**, 29, 30.

VIII. ***Arietidae sens. str.*** Spath 1924.

Asteroceras Hyatt. Genotyp: ***Am. obtusus*** Sowerby. S. 151, Taf. **167**,
Arietites Waag., red. S. Buckman 1898. Genotyp: ***Am. Turneri*** Sowerby. Taf. **452**, obere Figur.
Pseudasteroceras Spath 1922. Genotyp: ***Arietites stellaeformis*** (Gümb.) Waehner 1888. Taf. **45**, 2.
Hypasteroceras Spath 1923a. Genotyp: ***Asteroceras ceratiticum*** Fucini 1903. Taf. **23**, 1.
Epophioceras Spath 1924. Genotyp: ***Am. Landrioti*** d'Orbigny 1850. Prodrome, Nr. 33, S. 213. Annales Pal. II (1907). S. 22. Taf. **7**, 4, 5.
Eparietites Spath 1924. Genotyp: ***Arietites tenellus*** (Simpson) S. Buckman 1912. Y. T. A. Taf. **54**.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

IX. *Agassiceratidae* SPATH 1924.

Agassiceras HYATT. Genotyp (S. BUCKMAN 1894, 1898): *Am. scipionianus* D'ORBIGNY 1842, S. 207, Taf. **51**, 7, 8. Synonym: *Aetomoceras* HYATT.

Pararnioceras SPATH 1923a. Genotyp: *Am. Alcinoë* REYNÈS 1879. Taf. **23**, 7—11.

X. *Oxynotidae* HYATT.

Oxynoticeras HYATT. Genotyp: *Am. oxynotus* QUENSTEDT 1883. Taf. **22**, 28—49.

Paroxynoticeras PIA 1914. Genotyp: *Paroxynoticeras salisburgense* (HAUER) PIA 1914. Taf. **1**, 2f.

Radstockiceras S. BUCKMAN 1918. Genotyp: *Radstockiceras complicatum* S. BUCKM. 1918. S. 287, Taf. **27**, 1.

Gleviceras S. BUCKMAN 1918. Genotyp: *Gleviceras glevense* S. BUCKM. 1918. S. 289, Taf. **27**, 2, 3.

Guibaliceras S. BUCKMAN 1918. Genotyp: *Am. guibalianus* D'ORBIGNY 1842. Taf. **73**.

Victoriceras S. BUCKMAN 1918. Genotyp: *Am. victoris* DUMORTIER 1867. Taf. **45**, 1, 2.

Slatterites SPATH 1923a. Genotyp: *Aegoceras Slatteri* WRIGHT 1878. Taf. **50**, 1—3, 8.

Verfasser stimmt auf Grund der Beobachtungen an von ihm gesammeltem Material mit SALFELD ebenfalls darin überein, daß der Erwerb eines Kieles auf der Außenseite nicht als generisches Merkmal dienen kann. Besonders in der Gruppe des *Psiloceras (Caloceras) Johnstoni*, die zur Klärung dieser Frage hauptsächlich beitrug — es wurden aus den etwa 1 m mächtigen Johnstoni-Tonen von Oldentrup allein etwa 500 Exemplare dieser Gruppe untersucht — sind gleichzeitig existierende Formen mit gerundeter, stumpf gekanteter und gekielter Außenseite so eng miteinander verknüpft, daß nicht einmal immer eine Artabtrennung gerechtfertigt erschien und die Formen mit stumpfer Kantung und angedeuteter Kielbildung als Variation an *Psiloceras Johnstoni* angeschlossen werden mußten (var. *stenogastor* W. LANGE), während erst die mit ausgeprägtem Kiel als neue Art aufgefaßt, aber bei *Psiloceras (Caloceras)* belassen wurden: *Psiloceras (Caloceras) aries* W. LANGE. Außen gekantete Formen kommen auch in der Gruppe des *Psiloceras subangulare (Waehneroceras)* vor, z. B. *Psiloceras (Waehneroceras) engonium* W. L. und *helmstedtense* JÜNGST, ebenso bei späteren Schlotheimien *(Schloth. angulosa* W. L., *Schloth. ventricosa* (SOW.) WAEHNER); vgl. auch *Psiloceras Sebanum* NEUM. (1879, S. 34) und *goniotychum* WAEHNER (1886, S. 203). Derartige Formen kommen ebenso wie Arten von *Proarietites* und

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Alsatites in Süddeutschlands Psilonotenstufe vor[20]) und werden vermutlich zum Teil als *Arietites* (im Sinne von WAEHNER!) bestimmt, vielleicht auch mit späteren Arieten verwechselt worden sein. Hierauf dürften auch manche Angaben von VOLLRATH, der diese beiden gekielten Formengruppen nicht kennt, über das gemischte Vorkommen von *Psiloceras*, *Schlotheimia* und *Arietites* zurückzuführen sein.

Ebenso ist, wie Verfasser bereits früher (1924) betonte, auch eine Abtrennung des *Waehneroceras* HYATT von *Psiloceras* auf Grund von die Außenseite übersetzenden Rippen nicht möglich, da ein derartiger Rippentyp in den verschiedensten Entwicklungsreihen, unter anderem auch in der Formengruppe des *Psiloceras (Caloceras) Johnstoni* wiederkehrt und ihm infolgedessen bei Untersuchung großer Volksgemeinschaften („Populationen") vom Verfasser öfter nur der Wert eines Variationsmerkmals beigelegt werden konnte (vgl. z. B. *Psiloceras (Caloceras) Johnstoni* var. *polykosma* W. LANGE, *Psil. harpoptychum* var. *ornata* W. LANGE, *Saxoceras costatum* var. *xestogastor* W. LANGE u. a. m.). Schon hieraus folgt, daß *Waehneroceras*, wenn man den Namen als Untergattung für die Gruppe des *Psiloceras subangulare* OPPEL beibehalten will, nicht zu den Angulatidae gestellt werden kann, sondern zufolge seiner viel engeren Beziehungen zu *Psiloceras*, die schon WAEHNER (1886) ausführlich darlegte, den *Psiloceratidae* zugehört[21]).

Untergattung *Laqueoceras* nov.

Subgenotyp: *Aegoceras (Psiloceras) sublaqueus* WAEHNER 1886, S. 142, Taf. **15**, 1; **16**, 10; **30**, 4.

Eine besondere Beachtung verdient noch die Gruppe des *Psiloceras sublaqueus*, einerseits weil sie verhältnismäßig selbständiger dasteht als z. B. *Waehneroceras*, das durch zahlreiche Zwischenformen mit anderen Gruppen von *Psiloceras* verknüpft ist, andererseits als Vorläufer der Proarieten. Verfasser schlägt daher einen neuen Subgenus-Namen für diese Gruppe vor und versteht darunter Formen von kreisförmigem bis gerundet ovalem Windungsquerschnitt mit stets stark gewölbten Flanken und Außenseite

[20]) Z. B. *Psiloceras* aff. *Sebano* M. SCHMIDT, 1925, S. 286, Taf. Abb. 6.

[21]) Formen wie *Schlotheimia exechoptycha* WAEHNER (1886, S. 166, Taf. **19**, 2, 3; **20**, 2—4) gehören natürlich zu den *Angulatidae* und haben nichts mit *Waehneroceras* zu tun, wie TRUEMAN (1918) irrtümlich annahm.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

und sehr feiner, dichtstehender Skulptur von *Psiloceras*-Habitus. Lobenlinie wie bei *Psiloceras*, d. h. mit kurzem Außenlobus, großem 1. Seitenlobus und hängendem Suspensivlobus, mehr oder weniger stark zergliedert. Es gehören hierher:

Psiloceras (Laqueoceras)	*sublaqueus* WAEHNER 1886. S. 142
„ „	*crebicinctum* WAEHNER 1886. S. 150
	[*polyphyllum* WAEHNER 1886. S. 153]
„ „	*pachydiscus* WAEHNER 1886. S. 152
? „ „	*subliasicum* REYNÈS 1879. Taf. **6**, 1—8
	non WRIGHT 1878. Taf. **15**, 1; **16**
„ „	*Hollandi* W. LANGE 1924.

Am. subliasicus REYNÈS fällt durch mehr gerundet quadratischen Querschnitt etwas aus dieser Reihe heraus.

Es wäre wünschenswert, auch für die Gruppe des *Psiloceras megastoma* einen besonderen Untergattungsnamen gebrauchen zu können, da sich diese Formen von *Am. subangularis* doch zu weit entfernen, um mit diesen zusammen als *Waehneroceras* gefaßt werden zu können. Doch möchte Verfasser mit Rücksicht auf die schon vorliegenden, aber noch nicht definierten Gattungsbezeichnungen *Paraphylloceras, Franziceras, Kammerkarites*, die z. T. diese Gruppe überschneiden könnten, zurzeit hiervon Abstand nehmen.

Daß Psiloceras in Norddeutschland keine geschlossenen Entwicklungsreihen bildet, sondern mehrfach eingewanderte Sippschaften darstellt, die nach kurzer Blütezeit erlöschen, wurde vom Verfasser schon früher (1922) betont. Eine Zonengliederung des Lias α_1 nach Entwicklungsreihen ist mithin in Norddeutschland nicht möglich. Sedimentationslücken im Lias α_1 sind fast überall vorhanden, wie die vertikal rasch wechselnden Fazies, Geröllagen usw. beweisen.

Es seien Bemerkungen über einige Ammoniten des unteren Lias angeschlossen, die in der neueren Literatur öfter verkannt oder irrtümlich aufgeführt sind, mit besonderer Berücksichtigung der Nürtinger Psilonoten.

Psiloceras planorbis Sow. und *psilonotum* Qu.

Die Identifikation des *Ammonites psilonotus laevis* QUENST. mit *Ammonites planorbis* SOWERBY ist nicht sicher,

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

da letztgenannter infolge seiner Verdrückung nicht genau vergleichbar ist. S. S. Buckman[22]) hält dafür, daß sie zu Unrecht erfolgt ist, daß *Psiloceras planorbis* eine wesentlich schneller anwachsende Form ist und in Schottland einen tieferen Horizont einhält als *Psiloceras psilonotum*. Als Genotyp für *Psiloceras* (Hyatt 1867) muß alsdann, falls sich diese Auffassung bestätigt, *Am. psilonotus (laevis)* Quenst. gelten. Die Bestätigung der englischen Auffassung durch paläontologische Belege der neueren Funde bleibt abzuwarten.

Es sei erwähnt, daß in Schwaben neben den typischen *Am. psilonotus laevis* Quenst. auch relativ rasch anwachsende, hochmündigere Exemplare vorkommen. Ein kleines Exemplar aus der „Psilonotenbank" von Bebenhausen zeigt z. B. folgende Abmessungen (Sammlung des Verfassers):

Dm.: 31 mm (100); Nw.: 13 mm (42); Wh.: 10 mm (32); Wd.: 8,3 mm (27).

Die Schale ist bis Windungsende schwach gefaltet, die Lobenlinie relativ stark zerschlitzt und schwach unsymmetrisch. $^3/_4$-Umgang gehören der Wohnkammer an. Das Stück ist zu *Psiloceras plicatulum* Pomp. zu stellen.

Noch wesentlich hochmündiger und nicht mit *Psiloceras psilonotum* Qu. zu identifizieren ist das von Tilmann (1917) beschriebene und abgebildete *Psiloceras planorbis* von Chilingote (Peru). Diese Form müßte demnach dem echten *Psil. planorbis* Sow. näher stehen. Der Abbildung von Tilmann wurden folgende Maße entnommen:

Dm.: 55 mm (100); Nw.: 21 mm (38); Wh.: 20 mm (36); Wd.: —

Tilmann gibt die Nabelweite bei kleineren Exemplaren zu 32—35% vom Durchmesser an, bei größeren, wie das abgebildete, zu 40%. Für die andine Form sei der neue Name *Psiloceras Tilmanni* vorgeschlagen.

Eine weitere glatte Form bildet S. Buckman 1923 (Y. T. A. Taf. 390) unter dem neuen Namen *Psiloceras aequabile* ab. Auch diese Form ist flachgedrückt und ohne Loben, zu genauerem Vergleich mit *Psiloceras psilonotum* Qu. daher nicht tauglich.

Schließlich sei dem Wunsch Ausdruck gegeben, daß die falsche Schreibweise *Psiloceras planorbe* endlich aus der Literatur verschwinden möge! (cf. Rüger, Pratje u. a.)

[22]) Nach freundlicher brieflicher Mitteilung an den Verf.: s. a. S. Buckman, 1923, S. 21.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Psiloceras harpoptychum HOLLAND
und var. *ornata* var. nov.

1900: *Psiloceras harpoptychum* HOLLAND. S. 498, Taf. **8**, 1—5
1900: „ cf. *diploptychum* HOLLAND. S. 501 } non
cf. 1900: „ cf. *Berchta* HOLLAND. S. 502 } WAEHNER
1900: „ cf. *Frigga* HOLL. S. 505, Taf. **9**, 10 }
1925: „ *harpoptychum* M. SCHMIDT. S. 285.

Psiloceras distinctum POMPECKJ.

1883: *Ammonites Johnstoni* QUENSTEDT. S. 10 u. 21, Taf. **1**, 20
1893b: *Psiloceras distinctum* POMPECKJ. S. 216
cf. 1900: *Psiloceras* cf. *distinctum* HOLLAND. S. 504, Taf. **9**, 8, Textabb. 2
cf. 1900: *Psiloceras* cf. *anisophyllum* HOLLAND. S. 500
cf. 1900: *Psiloceras nicarium* HOLLAND. S. 501, Taf. **9**, 3.

Die Abbildungen von *Psiloceras harpoptychum* sind bei HOLLAND insofern leicht zu mißdeuten, als man danach bei dieser Form einen Außenkiel vermuten muß; ein solcher ist jedoch nicht vorhanden.

Der Windungsquerschnitt der HOLLAND'schen Originale ist fast oval und ähnlich dem von *Psiloceras planorbis* (*psilonotum* QU.), *plicatulum* POMP. und *distinctum* POMP., nur ist bei *Psiloceras harpoptychum* die Mitte der Außenseite stärker vorgewölbt und nach den Flanken hin mehrminder dachförmig abgeschrägt. Nur ausnahmsweise geht diese schmale Wölbung in eine stumpfe Kantung über.

Die Rippen sind nicht scharf, wie HOLLAND schreibt, sondern gerundet und verlaufen vom Nabel aus zunächst radial oder schwach rückwärts gerichtet über die Flanken, und biegen auf dem äußeren Flankendrittel nach vorwärts; sie sind also nicht sichelförmig, wie der Name vermuten läßt. In der Regel erlöschen sie am Außenbug und sind auf der Außenseite nur als Anwachsstreifen zu verfolgen, die diese in leicht nach vorn gezogenem Bogen übersetzen; der von Rippen freie, schmalere Außenteil täuscht dann HOLLANDS Kiel vor. Bei manchen Exemplaren der Sammlung WAIDELICH, die von HOLLAND nicht zu *harpoptychum* gestellt wurden, erstrecken sich die Rippen jedoch auch über die Außenseite unter nur geringer Abschwächung auf dem äußersten Teil derselben. Bei diesen Stücken fällt der kielartige Eindruck der Außenseite ganz fort. Diese Formen mögen vielleicht eine selbständigere Einschätzung verdienen, vorderhand genügt es, sie als var. ornata an *Psiloceras harpoptychum* anzuschließen.

Die Lobenlinie gleicht in ihrer Entwicklungshöhe und dem Grad ihrer Zerschlitzung der von *Psiloceras planorbis*

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

(psilonotum). Es sind meist drei Hülfsloben entwickelt, die zur Naht hin mäßig bis stark herabhängen. Der Außenlobus (und Sipho) liegt meist unsymmetrisch. M. SCHMIDT bildet 1925 Textabb. 7 eine Lobenlinie eines großwüchsigen Exemplars mit besonders stark hängendem Nahtlobus ab, die hier wohl — wie auch bei anderen Formen — als Alterserscheinung zu deuten ist. (Vgl. z. B. *Psiloceras Johnstoni*-Altersformen.)

Psiloceras harpoptychum steht *Psiloceras plicatulum* POMP. und *Psiloceras distinctum* POMP. am nächsten. Von beiden unterscheidet es sich durch die schmalere, abgeschrägte Außenseite und die längeren, weiter nach außen reichenden und hauptsächlich deswegen stärker vorgezogenen Rippen. Das Original von *Psiloceras distinctum* POMP. (QUENST. 1883 Taf. 1, 20), dessen letzter $^3/_4$-Umgang verdrückt ist, hat fast gerade Rippen und relativ einfache, wenig zerschlitzte Sutur. Das Original zu *Psiloceras* cf. *distinctum* HOLLAND (1900 Taf. 9, 8) hat dagegen etwas abgeschrägte Außenseite und entwickeltere Sutur — kurzer Laterallobus, aber steiler Suspensivlobus mit vier Hilfsloben, Außenlobus unsymmetrisch liegend. Die Beziehungen zwischen *Psiloceras harpoptychum* und *Psiloceras distinctum* bleiben daher noch mit Hilfe weiteren Materials zu klären.

Psiloceras cf. *diploptychum* HOLLAND ist ein relativ dichtberipptes Exemplar von *Psiloceras harpoptychum*, das extern einige stärkere Anwachsstreifen zwischen den Rippen hat, denen keine Bedeutung beizumessen ist. Die Sutur war am Original nicht sichtbar.

Psiloceras cf. *Berchta* HOLLAND hat — ausnahmsweise — eine stumpf gekantete Außenseite und ist vermutlich eine etwas aberrante Jugendform von *Psiloceras harpoptychum*. Das Stück erscheint hochmündiger als *harpoptychum*, ist jedoch etwas verdrückt. Die Lobenlinie ist unsymmetrisch und entspricht der von *harpoptychum*. Daß zu *Psiloceras Berchta* keine Beziehungen bestehen, zeigen — wie bei den anderen mißdeuteten Formen HOLLANDS — schon die ganz abweichenden Wachstumsverhältnisse.

Psiloceras cf. *Frigga* HOLLAND ist eine relativ weit- und stark berippte, sonst ziemlich typische Jugendform von *Psiloceras harpoptychum*.

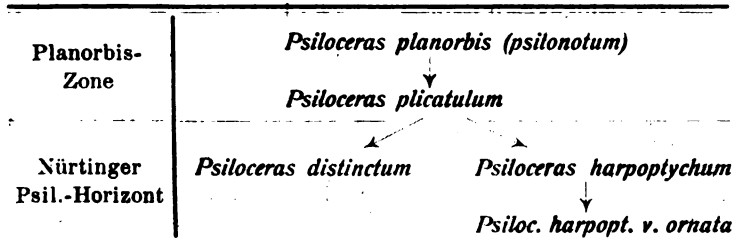
Das Original zu *Psiloceras* cf. *anisophyllum* HOLLAND dagegen, das mit *Psiloceras anisophyllum* WAEHNER nicht die geringste Ähnlichkeit hat, steht *Psiloceras distinctum*

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

POMPECKJ sehr nahe. Es wächst etwas schneller an als dieses und ist ebenso und kräftig skulpturiert; die Loben sind einfach wie bei *Psiloceras planorbis* und unsymmetrisch.

Ebenfalls *Psiloceras distinctum* verwandt ist *Psiloceras nicarium* HOLLAND, das im Gegensatz zu dem zuletzt genannten Stück langsamer anwachsen soll als *distinctum*, wobei aber nicht beachtet zu sein scheint, daß — wie schon erwähnt — $^3/_4$ des letzten Umgangs vom Original zu *Psiloceras distinctum* (QUENST. 1883 Taf. 1, 20) verdrückt ist, wodurch die Windungshöhe zugenommen hat. Die Außenseite des Originals zu *Ps. nicarium* ist etwas zugeschrägt. Die Rippen sind kürzer als bei *harpoptychum* und ähneln mehr denen von *distinctum*. Die Lobenlinie ist wenig gegliedert, $^5/_4$ Umgang gehören der Wohnkammer an. Die von HOLLAND angeführten, aber auf der Abbildung nicht dargestellten, „sehr feinen Zwischenrippen" sind lediglich eine undeutliche Anwachsskulptur, der keine systematische Bedeutung zukommt. Vermutlich ist *Psil. nicarium* als weitberippte und im Querschnitt etwas abweichende Variation zu *Psiloceras distinctum* zu stellen, ebenso wie auch *Psil.* „cf. *anisophyllum*" HOLL., was die Untersuchung weiteren Materials erweisen müßte.

Wie bereits erwähnt, stimmen *Psiloceras planorbis (psilonotum)*, *plicatulum*, *distinctum* und *harpoptychum* in Wachstumsverhältnissen, Windungsquerschnitt und Sutur weitgehend überein; sie unterscheiden sich durch zunehmende Verstärkung der Skulptur (*Psil. planorbis:* glatt bis schwach gefältelt, *Psil. plicatulum:* kurze, breite, kräftige Falten auf dem inneren Flankenteil, *Psil. distinctum:* längere und schmälere Flankenrippen, *Psil. harpoptychum:* wesentlich längere, außen vorgebogene Flankenrippe, aber Außenseite selbst noch glatt, *Psil. harpoptychum* var. *ornata:* die Rippen überschreiten die Außenseite) und in ihrem Endglied, *Psil. harpoptychum*, durch leichte Zuschrägung der Außenseite. Die phyllogenetische Verknüpfung dieser Formen stellt sich folgendermaßen dar:



Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Die Entwicklungstendenz entspricht ganz der, wie wir sie bei der Gruppe des *Psiloceras Johnstoni* wiederfinden: ebenfalls Verlängerung der Rippen und Herausbildung einer dachförmigen Außenseite, die aber hier bis zur Kielbildung führt. *Psiloceras planorbis (psilonotum)* kann daher auch nicht als „katagenetisches" Endglied einer Entwicklungsreihe angesprochen werden, wie es vielfach geschehen ist.

Psiloceras (Waehneroceras) subangulare OPPEL.

1858: ***Ammonites angulatus*** QUENSTEDT. Jura S. 43, Taf. 3, 1
1862: ***Ammonites subangularis*** OPPEL. S. 130, Note
1883: ***Ammonites angulatus psilonoti*** QUENSTEDT. Taf. 2, 10, 11
1886: ***Aegoceras (Psiloceras) subangulare*** WAEHNER. S. 162
1893: ***Psiloceras subangulare*** POMPECKJ. S. 219.
cf. 1900: ***Psiloceras subangulare*** HOLLAND, pars; non Taf. 9, 5 u. 7 Subgenotyp für *Waehneroceras* HYATT.

Der Name *Ammonites subangularis* wurde von OPPEL 1862 für *Amm. angulatus* QUENST. Jura. Taf. 3, 1 eingeführt und von WAEHNER, der die Form zu *Psiloceras* stellte, und POMPECKJ näher begründet. Obwohl QUENSTEDT 1883 eine weitere Abbildung brachte, ist trotzdem *Psiloceras subangulare* in der neueren Literatur meist verkannt worden, woran die wenig deutlichen Abbildungen zum Teil Schuld haben mögen (vgl. auch W. LANGE 1924, S. 193). Daß die HOLLANDsche Fassung der Art nicht brauchbar ist, bedarf umsoweniger näherer Begründung, als HOLLAND auch das ganz heterogene *Psiloceras extracostatum* WAEHNER mit *Psiloceras subangulare* vereinen möchte und *Aegoceras catenatum* WRIGHT (1880. Taf. 19, 5—7 = *Waehneroceras iapetus* SPATH 1924[23]) für eine

[23]) SPATH stellt die Form zu *Waehneroceras*, das *Psiloceras* im Sinne des Verfassers zu unterstellen ist. Hierzu veranlaßt ihn vermutlich das Fehlen einer Rippenunterbrechung inmitten der Außenseite. Nun gibt es aber auch unter den späteren *Schlotheimien* Formen, welche die Rippenunterbrechung zurückgebildet haben, wie *Schlotheimia angulosa* W. LANGE u. a. m. Es ist dies ein interessantes Beispiel einer rückläufigen Entwicklung eines Merkmals, deren Möglichkeit von manchen Paläontologen geleugnet wird. Diese Formen kommen in Norddeutschland gleichzeitig mit eben solchen mit Rippenunterbrechung und allen Übergängen zwischen diesen beiden Extremen vor, so daß nicht einmal eine Artabtrennung auf Grund dieses Merkmals möglich ist. Von *Psiloceras (Waehneroceras)* unterscheiden sich diese Formen dadurch, daß die Rippen extern gewinkelt bleiben und an Stelle der Furche in kurzgerundeter Biegung ineinander übergehen, während bei *Psiloceras (Waehneroceras)* die Rippen außenseits breit gerundete Bögen bilden. Zum *Schlotheimia*-Typ gehört nun auch nach der Abbildung (WRIGHT, Taf. 19, 5—7)

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Übergangsform zwischen *Psiloceras subangulare* und *Schlotheimia angulata* anspricht. Diese Form steht aber ebenfalls *Psiloceras subangulare* recht fern. RÜGER, nach dem diese Formen (QUENST. Am. Taf. 2, 8—10) „entschieden Angulaten" sind, kennt augenscheinlich 1922 (Note 27, S. 107) die Literatur über diesen Gegenstand (WAEHNER, POMPECKJ) nicht, sondern lediglich ENGEL (1908).

Ebenso sind die Bemerkungen von BRANDES (1912) und anderen über das Vorkommen von *Psiloceras subangulare* in Norddeutschland zu streichen. Die Belegstücke im Göttinger Museum vom Egelsberg bei Göttingen und von Borlinghausen sind flachgedrückt und infolgedessen der Art nach unbestimmbar; das letzterwähnte ist auch viel zu hochmündig für *Psiloceras subangulare;* die Belegstücke von Falkenhagen, die Windungsfragmente aus dem phosphoritführenden Konglomerat darstellen, gehören, soweit sie bestimmbar sind, zu *Psiloceras (Waehneroceras) engonium* W. LANGE. Weiteres Belegmaterial war nicht vorhanden.

Von den beiden QUENSTEDTschen Originalen zu Jura Taf. 3, 1 und Amm. Taf. 2, 10 ist das letztgenannte das bei weitem besser erhaltene; es ist ausgezeichnet durch einen verhältnismäßig schmalen, ovalen bis gerundet rechteckigen Windungsquerschnitt. Der äußere Umgang ist leicht verdrückt, so daß die Maße hier nicht genau sind. Sie stellen sich wie folgt dar:

Dm.: 37 mm (100); Nw.: 17,5 mm (47); Wh.: 11 mm (30); Wd.: —

---

und einem mir vorliegenden Gipsabguß, den ich Herrn Dr. MASCKE in Göttingen verdanke, das WRIGHTsche Stück. Die Rippen sind auf den Flanken leicht S-förmig gebogen, am Außenbug wenig vorgezogen und in der Mitte der Außenseite unter erneuter Vorbiegung stumpf gewinkelt; doch ist der Abguß extern nicht sehr deutlich. Die letzte $^1/_4$-Windung ist seitlich verdrückt. Verfasser stellt die Form daher unter Vorbehalt zur Gattung *Schlotheimia* und in nahe Verwandtschaft zu *Schlotheimia angulosa* W. LANGE, wie auch die nahe verwandten *Schlotheimia Stricklandi, acuticosta, Prometheus* S. BUCKMAN (1906). Das Lager aller dieser englischen Formen ist nicht genau bekannt. SPATH (1924) vermutet, daß sie aus der *Liasicus*-Zone stammen, während Verfasser sie in Analogie mit den norddeutschen Formen in die oberen *Angulaten*schichten stellen möchte. Sollten sie tatsächlich aus der Hochzone der Psilonotenstufe stammen, so stellen sie einen neuen Typ dar, der mit keinem der unseren vergleichbar wäre und eine Parallelentwicklung zu *Saxoceras* bilden müßte. Auffallend ist der von SPATH (1924, Textabb. 13) für *Am. iapetus* angegebene unsymmetrische Außenlobus. Bei *Schlotheimia* ist mir ein asymmetrischer Außenlobus nur von krankhaften Exemplaren bekannt geworden.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Bei 7 mm Windungshöhe beträgt die Windungsdicke 5,8 mm. Die innersten Windungen sind mit feinen, dünnen, engstehenden Fältchen bedeckt, die äußeren $^5/_4$-Windungen tragen mäßig starke, wenig erhabene und gerundete, schwach s-förmig gekrümmte Rippen, die außen stark nach vorn geschwungen sind, wesentlich stärker als die Abbildung vermuten läßt; nur median sind sie hier wenig abgeschwächt. Der letzte Umgang trägt 35 Rippen. Die Außenseite erinnert mithin an *Ammonites (Psiloceras-Waehneroceras) Prometheus* REYNÈS (1879, Taf. 2, 10—18; 3, 5—9). Der Außenlobus liegt unsymmetrisch, die Sutur ist etwas abgewittert. Das Stück stammt von der Pfrondorfer Höhe, Horizont nicht näher bestimmbar, zusammen mit *Psiloceras hircinum* QUENST. Die „Planorbisbank" fehlte hier nach POMPECKJ (1893).

Das weniger gut erhaltene Original zu Jura Taf. 3, 1 ist auf der Oberseite stark verwittert, während die Unterseite noch im Gestein steckt. Die gerundete Außenseite ist gut erhalten, die Rippen sind auf dieser stärker abgeschwächt als bei oben beschriebenem Stück.

Von den von HOLLAND aufgeführten Stücken gehören nur einige hierher; es seien die Abmessungen des einen, Original zu HOLLANDS Exemplar von 35 mm Dm. (HOLLAND, S. 502), das den beiden QUENSTEDTschen am nächsten kommt, zum Vergleich mit angegeben, da es besser erhalten und unverdrückt ist:

Dm.: 37 mm (100); Nw.: 17 mm (46); Wh.: 11,3 mm (31); Wd.: 9 mm (24).

Unter Berücksichtigung der seitlichen Verdrückung des QUENSTEDTschen Originals wächst mithin auch dieses, ihm sonst am nächsten kommende Stück schneller an; es unterscheidet sich außerdem von ihm durch weitere Berippung der inneren Windungen, während der letzte Umgang fast ebensoviel (33) Rippen trägt, deren Verlauf dem typischen entspricht; die Lobenlinie gleicht in ihrem einfachen Verlauf der von QUENSTEDT (1883) abgebildeten und ist schwach unsymmetrisch.

Die von HOLLAND abgebildeten beiden Stücke (Taf. 9, 5 und 7) gehören nicht zu *Psiloceras subangulare*. (S. w. u. unter *Psiloceras Waidelichi* spec. nov. und *Psiloceras* cf. *haploptychum* WAEHNER.)

Psiloceras engonium W. LANGE unterscheidet sich von *Psiloceras subangulare* hauptsächlich durch Kantung der

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Außenseite, dickere Windungen, kräftigere, weiter voneinander abstehende und nicht S-förmig verlaufende Rippen. Neuerdings haben sich jedoch auch *Psil. subangulare* näherstehende Formen in der Sammlung der Landesanstalt von Helmstedt, Horizont unbekannt, gefunden, die ebenfalls S-förmig geschwungene, aber kräftigere und weitstehende Rippen tragen und gerundete, nicht kantige Außenseite haben; sie werden von JÜNGST beschrieben werden.

Psiloceras (Waehneroceras) Waidelichi spec. nov.

1900: *Psiloceras subangulare* HOLLAND. S. 502 pars, Taf. 9, 5, non Taf. 9, 7.

Der Windungsquerschnitt ist gerundet, die Flanken sind leicht abgeflacht und fast parallel gestellt; die Nabelkante ist gerundet, die Außenseite breit gewölbt. Die Windungshöhe übertrifft die Dicke etwas.

Die Rippen sind vom Nabel aus leicht nach vorn gerichtet, auf den Flanken fast radial oder leicht rückläufig und am Außenbug wieder nach vorn gebogen. Sie vereinen sich bogenförmig auf der Außenseite mit den Rippen der Gegenseite. Ihre größte Höhe erreichen sie auf der Flankenmitte und behalten diese entweder bei oder schwächen sich extern unwesentlich ab (nach HOLLAND sind die Rippen „extern wesentlich verstärkt"). Die Rippen sind sehr kräftig und stark erhaben und stehen bei mittlerer Größe zu 30 bis 35 auf einem Umgang.

Die Loben, besonders der 1. Seitenlobus, sind sehr niedrig und breit und fast nur mit einfachen Kerben versehen ohne sekundäre Gliederung. Der Nahtlobus ist leicht hängend und hat bis drei äußere Hilfsloben. Außer HOLLANDS Original lagen noch mehrere Exemplare dieser Art aus der WAIDELICHschen Sammlung von Nürtingen vor.

Von *Psiloceras subangulare*, ihrem nächsten Verwandten, ist vorliegende Form unterschieden durch die viel kräftigere Skulptur und schnelleres Anwachsen der Windungen an Höhe und Breite. Bei Berücksichtigung der Verdrückung des QUENSTEDTschen Originals (Am. Taf. 2, 10) ist der Unterschied in den Wachstumsverhältnissen erheblich!

Psiloceras (Waehneroceras) hircinum QUENSTEDT sp.

1883: *Ammonites angulatus hircinus* QUENSTEDT. S. 33, Taf. 2, 12
1893b: *Psiloceras* sp. POMPECKJ. S. 70
1924: *Psiloceras hircinum* W. LANGE. S. 193.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Unter dem WAIDELICHschen, von HOLLAND zu *Psiloceras subangulare* gestellten Material fand sich ein vollständiges Stück des anscheinend sehr seltenen *Am. hircinus*, das folgende Abmessungen zeigt:

Dm.: 38 mm (100); Nw.: 17 mm (45); Wh.: 12 mm (32); Wd.: 8,5 mm (22).

Die Involution beträgt etwa $^1/_4$. Es ist ausgezeichnet durch einen schmalen, gerundet rechteckigen Windungsquerschnitt mit ebenen Flanken und weitstehende grobe Rippen, von denen 21 bis 22 auf dem letzten Umgang stehen. Sie sind auf den Flanken nach rückwärts geschwungen, außen stark vorgezogen und erreichen ihre größte Höhe am Außenbug. Die Interkostalräume sind bei diesem Exemplar außen leicht gekantet, so daß die Rippen hierdurch auf der Externmitte relativ niedriger erscheinen als bei dem QUENSTEDTschen Original und dem norddeutschen Exemplar von Oldentrup, bei denen die Interkostalräume außen gerundet sind und die Rippen außen an Höhe wesentlich zunehmen. Auf diesen einzigen Unterschied zwischen dem Nürtinger Stück und dem QUENSTEDTschen möchte Verfasser jedoch keinen großen Wert legen.

Die Lobenlinie ist sehr einfach, die Loben sind breit, niedrig und nur einfach gezähnt wie bei *Psiloceras subangulare*. Der Außenlobus liegt stark unsymmetrisch.

Psiloceras capra-ibex POMPECKJ (1893 b, S. 71, Taf. 5, 6) ist vorliegender Form zwar recht ähnlich, aber doch in vielfacher Hinsicht abweichend, so daß eine Vereinigung, auch abgesehen von dem höheren Lager von *capra-ibex* („Arietenkalk von Jettenburg bei Tübingen"), ohne Untersuchung größeren Materials nicht angängig wäre. *Psiloceras capra-ibex* ist engnabliger, hochmündiger und schmaler als vorliegende Form, die Skulptur ist bei sonst gleichem Verlauf auf den Flanken wesentlich schwächer; außen sind die Rippen beim Original stärker vorgezogen, als die Abbildungen Taf. 5, 6 a und 6 b bei POMPECKJ vermuten lassen. Die Loben von *capra-ibex* sind höher als die von *hircinum*.

Das QUENSTEDTsche Stück stammt nach POMPECKJ aus „dünner verwitterter Schicht über dem Bonebed-Sandstein des obersten Keupers" von der Pfrondorfer Höhe, zusammen mit *Psiloceras subangulare;* eine feste Psilonotenbank fehlte hier. Da weitere Fossilien nicht gefunden wurden, muß das Lager mithin als unsicher bezeichnet werden.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Psiloceras cf. *haploptychum* WAEHNER.

cf. 1882: ***Aegoceras haploptychum*** WAEHNER. S. 76, Taf. **17**, 1—5
1886: ***Psiloceras haploptychum*** WAEHNER. S. 190 ff.
1900: ***Psiloceras subangulare*** HOLLAND. S. 502 pars, Taf. **9**. 7, non Taf. **9**, 5

Dm.: 27 mm (100); Nw.: 12 mm (44); Wh.: 8,5 mm (31); Wd.: etwa 7,5 mm (28)

WAEHNER, Taf. **17**, 3. Dm.: 28 mm (100); Nw.: 11,5 mm (41); Wh.: 9,5 mm (34); Wd.: 7 mm (25).

Das von HOLLAND verkannte jugendliche Exemplar, beiläufig außer *Psiloceras nuertingense* HOLLAND die einzige Form der Nürtinger Fauna, welche direkt mit einem „alpinen" *Psiloceras* vergleichbar ist, hat einen gleichmäßig ovalen Windungsquerschnitt mit gerundeter Außenseite.

Die Rippen sind kräftig, auf der Flankenmitte am höchsten, am Außenbug unter Abschwächung vorgezogen; die Außenseite selbst ist glatt. Der letzte Umgang trägt 27 Rippen.

Die Loben, besonders der 1. Seitenlobus, sind relativ hoch und schmal, und Primär- und Sekundärinzisionen sind deutlich geschieden, es sind also Seitenäste an den Loben entwickelt. Der Nahtlobus hängt herab mit zwei schmalen Hülfsloben, der Außenlobus ist schwach unsymmetrisch gelegen.

Die Abbildung bei WAEHNER Taf. **17**, 3 scheint der vorliegenden Form recht ähnlich, aber etwas hochmündiger (vgl. obenstehende Maße). Loben in entsprechend frühem Entwicklungsstadium fehlen bei WAEHNER, doch scheinen die des größeren Exemplars Taf. **17**, 5 den unseren zu entsprechen.

HOLLAND erwähnt (1900, S. 505) kurz noch zwei weitere Exemplare von *Psiloceras haploptychum;* ob diese hierher gehören, muß dahingestellt bleiben.

WAEHNER stellte 1882 den *Am. catenatus* d'ORBIGNY (1842, S. 301, Taf. **94**, 1, 2) unter Vorbehalt zu seinem *Aegoceras (Psiloceras) haploptychum,* welche Form BUCKMAN später (1906, S. 237) als *Schlotheimia gallica* ohne Bezugnahme auf WAEHNER neu benannte. Ob die Formen zusammengehören oder nicht, wäre wohl nur bei Prüfung von D'ORBIGNYS Original festzustellen, zumal die Zeichnungen von D'ORBIGNY meist rekonstruiert sind. Zumindest scheint aber die Stellung zu *Schlotheimia* verfehlt, da D'ORBIGNYS Abbildungen deutlich psiloceraten Rippentyp *(Waehneroceras)* aufweisen.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Psiloceras nürtingense Holland.

1900: *Psiloceras nürtingense* Holland. S. 499. Taf. **9**, 1

Hollands Original. Dm.: 163 mm (100); Nw.: 92 mm (56); Wh.: 38 mm (23); Wd.: 28 mm (17)

cf. *Aegoceras Clausi* Neumayr 1879. S. 23, Taf. **3**, 1, nach der Abbildung gemessen:

Dm.: 125 mm (100); Nw.: 63 mm (50); Wh.: 36 mm (29); Wd.: —
Dm.: 160 mm (100); Nw.: 80 mm (50); Wh.: 44 mm (27); Wd.: 32 mm (20).

Spath (1919) mutmaßt die Identität von *Psiloceras nürtingense* Holland und *Psiloceras Clausi* Neum. Bereits die oben nebeneinander gestellten Maßverhältnisse, gemessen an Hollands Original zu Taf. **9**, 1 und an der Abbildung bei Neumayr, machen dies unwahrscheinlich. Holland selbst gibt eine noch etwas größere Nabelweite für seine Form an (59%). Ferner hat *Psiloceras Clausi* nach Neumayr auf dem letzten Umgang 30, anscheinend sehr schwache Falten, während *Psiloceras nürtingense* auf dem letzten Umgang 56, auf den vorhergehenden etwa 49 und 37 wesentlich kräftigere und weiter nach außen sich erstreckende Rippen aufweist.

Die Lobenlinie von *Psiloceras Clausi* ist nicht näher bekannt, doch hebt Neumayr die gerundeten Sattelblätter hervor. *Psiloceras nürtingense* hat dagegen schmale und gekerbte Sattelblätter. Außenlobus und 1. und 2. Seitenlobus sind bei Holland annähernd richtig wiedergegeben, während die Nahtgegend der Suturlinie verzeichnet ist. Es ist ein stark hängender Suspensivlobus mit vier wohlausgebildeten Hilfsloben vorhanden. Eine Identität der beiden Formen erscheint danach ausgeschlossen.

Psiloceras Clausi, das ebenfalls aus Württemberg stammen soll, ist anscheinend seit Neumayrs Beschreibung nicht wiedergefunden worden.

Hyatt (1889, S. 122) identifiziert *Psiloceras Clausi* Neum. mit *Psiloceras longipontinum* Opp. (1862, S. 129. Taf. 41). Auch diese beiden Formen haben — schon wegen der ganz abweichenden Windungsverhältnisse — nichts miteinander zu tun.

Psiloceras (Waehneroceras) Pompeckji spec. nov.

1900: *Psiloceras* cf. *stenoptychum* Holland. S. 502. Taf. **9**, 2

Dm.: etwa 54 mm (100); Nw.: 28 mm (52); Wh.: 15 mm (28); Wd.: 13 mm (24).

Psiloceras Pompeckji steht *Psiloceras subangulare* nahe. Der Windungsquerschnitt ist oval mit abgeflachten Flanken

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

und breit gerundeter Außenseite; die Nabelkante ist gerundet, der Abfall zum Nabel ein schräger. Die Rippen, etwa 45 auf dem letzten, etwa 35 auf dem vorletzten Umgang, verlaufen fast gerade über die Flanken und sind außen wenig, aber stärker nach vorn gezogen als bei dem sonst ähnlichen *Saxoceras costatum* W. LANGE. Sie behalten auf der Außenseite fast ihre volle Höhe und sind nur in deren Mitte ein wenig abgeschwächt. Die Außenskulptur der inneren Windungen ist nicht bekannt.

Die Lobenlinie hat einen schlanken und relativ hohen 1. Seitenlobus und einen zur Naht schwach hängenden Suspensivlobus mit zwei wohl ausgebildeten Hilfsloben.

Die Abtrennung der Form von *Psiloceras subangulare* ist gerechtfertigt durch die abweichende Lobenlinie.

Zu *Psiloceras stenoptychum*, mit dem HOLLAND die Form wohl lediglich wegen des ähnlichen Rippenabstandes verglichen hat, bestehen keine Beziehungen. *Psiloceras stenoptychum* WAEHN. hat ganz abweichende Wachstumsverhältnisse und Sutur, und auch schwächere Skulptur.

Psiloceras (Laqueoceras) Hollandi W. LANGE[24]).

1900: *Psiloceras* cf. *laqueus* HOLLAND. S. 505, Taf. 9, 4
1924: *Psiloceras Hollandi* W. LANGE. S. 182, Note 11
Dm.: 35 mm (100); Nw.: 16 mm (46); Wh.: 9,5 mm (27); Wd.: 8 mm (23).

Das Original ist noch hochmündiger als die sonst gelungene Zeichnung bei HOLLAND und selbst hochmündiger als *Psiloceras (Laqueoceras) sublaqueus* WAEHNER; der Windungsquerschnitt ist völlig gerundet; höher als breit, die Außenseite kiellos.

Die Lobenlinie ist wenig zergliedert und steht etwa auf der Entwicklungshöhe der von *Psiloceras planorbis* (*psilonotum*). Sie ist schwach unsymmetrisch im Gegensatz zu den Angaben von HOLLAND, wonach sie symmetrisch sein soll, und hat drei Hilfsloben.

Proarietites laqueus hat, ebenfalls entgegen den Bemerkungen HOLLANDS, eine etwas stärker zergliederte Sutur mit ausgeprägtem Suspensivlobus — wie schon früher vom Verfasser auf Grund der Neuuntersuchung des QUEN-

[24]) M. SCHMIDT (1925, S. 283) beschreibt ein neues Psiloceras von Trossingen gleichfalls als *Psiloceras Hollandi;* da diese Bezeichnung vom Verfasser schon 1924 vergeben war, schlägt Herr M. SCHMIDT für seine Form nunmehr den Namen *Psiloceras trossingense* vor (briefliche Mitteilung an den Verfasser).

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

STEDTschen Originals zu *Am. laqueus* (1883, Taf. **1**, 14) betont wurde, ist die Lobenzeichnung bei QUENSTEDT völlig verunglückt. Die vom Verfasser neu freigelegte Lobenlinie des Originals zu QUENSTEDT *Am.* Taf. **1**, **14** entspricht den von REYNÈS (1879, Taf. **1**, **2**) gegebenen Lobenzeichnungen für *Am. laqueus*. — Von *Proarietites laqueus* ist *Psiloceras Hollandi* scharf geschieden durch die Wachstumsverhältnisse und das Fehlen einer gekielten oder gekanteten Außenseite, von *Psiloceras sublaqueus* WAEHNER ebenfalls durch schnelleres Anwachsen der Windungen und die viel einfachere Sutur.

Schlotheimia (Scamnoceras) striatissima (QUENST.) POMP.

1858 ***Ammonites angulatus*** QUENSTEDT. Taf. **3**, 2
1883: ***Ammonites angulatus striatissimus*** QUENSTEDT. Taf. **3**. 2
1893b: ***Schlotheimia striatissima*** POMPECKJ. S. 235
non 1889: ***Schlotheimia striatissima*** HYATT. S. 129.

Zu der Abbildung (1883) und Beschreibung bei QUENSTEDT und POMPECKJ möchte Verfasser nur noch ergänzend hinzufügen, daß der Querschnitt bei QUENSTEDT außer der zu seichten Einbuchtung der vorhergehenden Windung auch insofern verzeichnet ist, als die größte Dicke in der unmittelbaren Nähe der Nabelkante liegt, von wo die ebenen Flanken nach außen leicht abfallen. Der Querschnitt ist mithin mehr trapezförmig, als die Abbildung vermuten läßt. Die Gegenseite des Stückes ist nicht erhalten. Die Lobenlinie ist völlig verätzt, die etwas verschönten Zeichnungen von ihr sind daher nicht genau. Die Rippen auf dem letzten Viertelumgang sind sehr niedrig und flach; weiter zurück waren sie anscheinend höher und schärfer, sind aber hier stark abgewittert. Das Stück stammt aus der „Oolithbank" (Proarietenzone) von Bebenhausen, ein anderes kleines Stück aus derselben Zone von Dettenhausen. nach POMPECKJ 1893.

Daß es nicht angängig ist, QUENSTEDTS *Ammonites angulatus striatus* (1883, Taf. **3**, 5) aus der Angulatenstufe mit *Schlotheimia striatissima* zu vereinen, wie HYATT wollte, hat schon POMPECKJ nachgewiesen. Demungeachtet findet sich auch heute noch sowohl in der deutschen wie in der englischen Literatur fast stets die Angabe „*Schlotheimia striatissima* HYATT", ausnahmslos für Formen aus der *Angulatenstufe*[25]). Mit solcher Bestimmung ist nichts anzu-

[25]) Z. B. bei S. BUCKMAN (1906), BRANDES (1912), KLÜPFEL (1921), PRATJE (1923).

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

fangen, weil sie heterogene Dinge umfaßt. RÜGER (1924, S. 131) schreibt sogar irrtümlich: „*Schlotheimia striatissima* HYATT = *Amm. angulatus striatus* QU. 1885, POMPECKJ 1893".

Die häufige Anführung von *Schlotheimia striatissima* aus der Angulatenstufe auch in der neueren Literatur ist anscheinend nur dadurch veranlaßt, daß man bei der Bestimmung lediglich dem Rippenabstand Bedeutung beigelegt hat. Nun ist aber gerade der Rippenabstand, wie die Untersuchungen des Verfassers zeigten, das am wenigsten verläßliche Merkmal bei der Mehrzahl der Arten sowohl von *Scamnoceras* wie *Schlotheimia* sens. str. Bei zahlreichen Arten in allen Zonen der Angulatenstufe — erwähnt seien nur *Scamnoceras angulatum, hypoleptum, tenue, angulosum, Schlotheimia amblygonia, germanica, polyeides, stenorhyncha* — variiert die Rippenzahl außerordentlich. Formen mit dichtester Rippenfolge, die hierin *Schlotheimia striatissima* nicht nachstehen, finden sich besonders in den höchsten Angulatenschichten (α 2 c), nämlich bei *Scamnoceras tenue* und *Schlotheimia stenorhyncha*, var. *leptomita* W. LANGE und var. *complanata* v. KOENEN. In allen andern Merkmalen: Querschnitt, Schwung der Rippen, Schaltrippeneinfügung, Lobenlinie weichen sie so stark von *Schlotheimia striatissima* ab, daß an eine nähere Verwandtschaft nicht zu denken ist.

Das Original zu *Amm. angulatus striatus* QUENSTEDT (1883, Taf. 3, 5) aus der Angulatenstufe von Vorwohle (Hils) ist nach POMPECKJ (1893 b, S. 86) verloren gegangen. Nun fand sich zwar in Tübingen ein Stück, das nach beiliegendem Zettel das vermißte Original darstellen sollte; doch stimmte es so wenig mit der Abbildung überein, war vor allem soviel weitnabliger und niedermündiger und zudem schlecht erhalten, daß eine Verwechslung vorzuliegen scheint; bei dem verlorengegangenen QUENSTEDTschen Original dürfte es sich um eine der oben genannten Formen aus den obersten Angulatenschichten, die bei Vorwohle besonders fossilreich aufgeschlossen waren, gehandelt haben. Da auch dem Verfasser eine Identifikation des *Amm. angulatus striatus* nicht möglich war — die Abbildungen QUENSTEDT Taf. 3, 3, 4 sind unbestimmbare Abdrücke — muß es bei der von POMPECKJ befürworteten Streichung des Namens bleiben. Auch *Amm. angulatus striatus* oder *Schlotheimia striata* findet sich in der neuesten Literatur noch öfter zitiert, so z. B. bei W. D. LANG (1924, S. 180) und KLÜPFEL (1921).

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Schlotheimia depressa (QUENST.) WAEHNER.

cf. 1830: ***Ammonites colubratus*** ZIETEN. Taf. **3**, 1.
1849: ***Ammonites angulatus depressus*** QUENST. S. 75, Taf. **4**. 2
cf. 1879: „ „ REYNÈS. Taf. **4**, 7, 8
1883: „ „ ***depressus*** QUENST. S. 28 ff., Taf. **2**. 1, 3, 7
1883: ***Ammonites angulatus depressus gigas*** QUENST. S. 35. Taf. **3**, 9, 10
1883: ***Ammonites angulatus thalassicus*** QUENST. S. 30 pars. Taf. **2**, 4, 5 non Taf. **2**, 9
1886: ***Aegoceras (Schlotheimia) depressum*** WAEHNER. S. 164. Taf. **20**, 12
1889: ***Schlotheimia colubrata*** HYATT. S. 130 pars
1893: „ ***depressa*** POMPECKJ. S. 228
1893: „ sp. ind. POMPECKJ. S. 237, Taf. **7**, 3
1908: „ ***angulata*** ENGEL. Taf. **1**, 13.

HYATT hat 1889 *Am. moreanus* D'ORBIGNY, *Am. moreanus* HAUER = *Schlotheimia extranodosa* WAEHNER, *Aegoceras moreanum* WRIGHT und *Am. angulatus thalassicus* QUENSTEDT als Synonyma zu *Am. colubratus* ZIETEN gestellt. Obwohl diese Angaben längst durch WAEHNER und POMPECKJ richtiggestellt sind, findet sich noch heute häufig sowohl *Schlotheimia colubrata* ZIETEN (z. B. bei S. BUCKMAN 1906, S. 237, KLÜPFEL 1921) wie *Schlotheimia thalassica* QUENSTEDT (z. B. bei TRUEMAN 1920, S. 99, 103; 1922, S. 259, 265) angeführt. Beide Arten sind aber einzuziehen.

Ammonites colubratus ZIETEN ist in der Zeichnung, besonders der Lobenlinie, völlig verunglückt. Eine *Schlotheimia* mit der ZIETENschen Lobenlinie ist einfach nicht existenzfähig! Das ZIETENsche Original ist nicht mehr nachzuweisen, QUENSTEDT hält es für möglich, daß das von ihm 1883, Taf. 2, 3 abgebildete Bruchstück, das aus der SCHÜBLERschen Sammlung stammt, das Original zu ZIETEN, Taf. **3**, 1 d, e darstellt. Die Beziehung einer bestimmten Form auf *Am. colubratus* ZIETEN ist mithin unmöglich und die Art ist zu streichen.

Am. angulatus thalassicus QUENSTEDT 1883, Taf. **2**, 4, 5 wurde schon von WAEHNER, sodann von POMPECKJ zu *Schlotheimia depressa* (QUENSTEDT) WAEHNER gezogen. Neuerdings bricht SPATH (1924, S. 197) eine Lanze für die Selbständigkeit der „*Schlotheimia thalassica*". Verfasser hat die QUENSTEDTschen Originale und weiteres Material von *Schlotheimia depressa* neu untersucht und erneut festgestellt, daß die kleinen Unterschiede in Wachstumsverhältnissen, Skulptur usw. zwischen den genannten beiden Exemplaren und den Originalen zu *Schlotheimia depressa* innerhalb des

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Variationsbereichs der Art fallen. *Am. angulatus thalassicus* QUENSTEDT 1883, Taf. 2, 9 ist — ebenfalls auf Grund einer Neuprüfung des Originals — zu *Schlotheimia angulata* zu stellen. Es wäre daher an der Zeit, daß die Angabe „*Schlotheimia thalassica* QUENST." aus der Literatur verschwände.

Schlotheimia spec. ind. POMPECKJ 1893, Taf. 7, 3 gehört nach Prüfung des Originals ebenfalls hierher. Das Bruchstück trägt auf der einen Seite eine Schaltrippe. Die Lobenlinie ist die für *Schlotheimia depressa* typische; es sind vier Hilfsloben ausgebildet (nicht drei, wie POMPECKJ angibt). Die Anzahl der äußeren Hilfsloben ist übrigens weder bei *Schlotheimia depressa*, noch bei anderen Schlotheimien konstant, sondern schwankt auch bei ausgewachsenen Exemplaren oft innerhalb weiter Grenzen bis zur Höchstzahl von fünf.

Schlotheimia germanica W. LANGE (1924) ist *Schlotheimia depressa* verwandt, aber durch konstante Unterschiede von ihr geschieden. Der Windungsquerschnitt ist besonders bei jugendlichen Exemplaren mehr oval, bei *depressa* mehr trapezförmig mit ebenen Flanken. Die Skulptur von *Schlotheimia depressa* ist viel gröber, selbst bei Vergleich mit *Schlotheimia germanica* var. *trachyptycha*, und erlischt erst in höherem Alter. Schließlich hat *Schlotheimia germanica* höhere und schmälere, stärker zerschlitzte Loben. In einzelnen dieser Charaktere kann *Schlotheimia germanica* der *Schlotheimia depressa* bei extrem ausgebildeten Exemplaren nahekommen, ohne sie aber zu erreichen, und niemals in allen zugleich. Aus Norddeutschland ist dem Verfasser *Schlotheimia depressa* bisher nicht bekannt geworden. Ob *Schlotheimia germanica* hier die süddeutsche *Schlotheimia depressa* vertritt, oder ob verschiedene, vermutlich ungleichzeitige Entwicklungsstadien der *Schlotheimia*-Reihe vorliegen, ist bisher nicht mit Sicherheit zu entscheiden. Die von BRANDES (1912, S. 436) aufgeführten norddeutschen Funde von *Schlotheimia depressa* und *moreana* dürften zu *Schlotheimia germanica* gehören.

Ammonites angulatus oblongus QUENST. (1883, Taf. 2, 6) ist vermutlich eine aberrante Variante der *Schlotheimia germanica* (Fundort: Quedlinburg).

Ammonites moreanus D'ORBIGNY (1842, Taf. 93, 3, 4) ist anscheinend eine aberrante Form derselben Reihe, die besonders durch das frühzeitige völlige Erlöschen der Flankenskulptur — von 50 mm Durchmesser an sind die

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Seiten nach D'ORBIGNY fast glatt — und die sehr niedrigen breiten Loben auffällt. Nach HYATT (1889, S. 130) ist das Original zu *Am. moreanus* ein Fragment, die Figur D'ORBIGNYS eine Rekonstruktion. In Frankreich scheint nach einer Bemerkung DUMORTIERS (1864, S. 113) *Am. moreanus* seit D'ORBIGNY nicht wiedergefunden worden zu sein, und unter weit über tausend untersuchten deutschen *Schlotheimien*, darunter über 300 der ihr am nächsten stehenden *Schlotheimia germanica*, ist dem Verfasser kein einziges Stück begegnet, das mit D'ORBIGNYS Darstellung übereinstimmte; es wäre daher wünschenswert, wenn auch die Identifikationen mit dieser Art aus unserer Literatur verschwänden.

Ob *Aegoceras moreanum* WRIGHT, 1878, Taf. **17**, 1, für welches SPATH (1924, S. 197) neuerdings den Namen *Schlotheimia pseudomoreana* vorschlug, hierher gehört, muß dahingestellt bleiben, zumal nach SPATH die auf zwei Drittel verkleinerte Figur nicht genau ist und die Abbildung WRIGHT, Taf. **17**, 2 von einem andern Stück stammt.

Schlotheimia depressa var. *princeps* S. BUCKMAN *em.*

Textabbildung 1 **a**, **b**. Taf. XVIII, Abb. 1 a, b.

1878: ***Schlotheimia angulata*** BAYLE. Taf. **65**, 1
1923: „ ***princeps*** S. BUCKMAN. T. A. IV, Taf. **395**
Genotyp von *Schlotheimia!*

Schlotheimia princeps S. BUCKMAN von Möhringen bei Stuttgart unterscheidet sich von der typischen *Schlotheimia depressa* durch rascheres Anwachsen der Windungen und geringere Nabelweite bei vergrößerter Involution. Die Windungshöhe der Abbildungen bei BAYLE und BUCKMAN entspricht fast genau der Nabelweite; die Lobenlinie fehlt.

Im Berliner geologischen Institut befinden sich zwei Schlotheimien aus der Sammlung L. v. BUCH's von den Fildern bei Stuttgart, die hierher gehören. Ihre Abmessungen sind, im Vergleich zu denen der Abbildung bei BAYLE:

1. Dm.: 108 mm (100); Nw.: 38 mm (35); Wh.: 42 mm (39). Wd.: 25 mm (23). Slg. L. v. BUCH
2. Dm.: 130 mm (100); Nw.: 43 mm (33); Wh.: 51 mm (39); Wd.: 29 mm (22). Slg. L. v. BUCH
3. Dm.: 156 mm (100); Nw.: 57 mm (37); Wh.: 55 mm (35); Wd.: — nach BAYLES Abbildung.

Windungsquerschnitt und Skulptur der beiden Berliner Exemplare gleichen denen der *Schlotheimia depressa:* der Windungsquerschnitt (s. Textabb. 1 a) ist trapezförmig, die größte Dicke liegt bei den inneren Windungen nahe der

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Nabelkante, beim letzten Umgang etwa auf ein Viertel der Windungshöhe vom Nabel ab. Die Involution beträgt etwas mehr als $^1/_2$. Beide Exemplare sind Steinkerne aus einem grauen bis gelblichen Kalksandstein, die Schalenreste tragen. Das kleinere Exemplar besitzt auf drei Viertel des letzten Umgangs, das größere auf dem ganzen letzten Umgang zahlreiche Schaltrippen, so daß am Außenbug etwa doppelt soviel Rippen, nämlich 55 bis 60, auf einem Umgang stehen wie am Nabel. Die Rippen sind breit gerundet. Von etwa 35 mm Windungshöhe ab erlischt die Skulptur auf den Flanken, während sie am Bug erhalten bleibt.

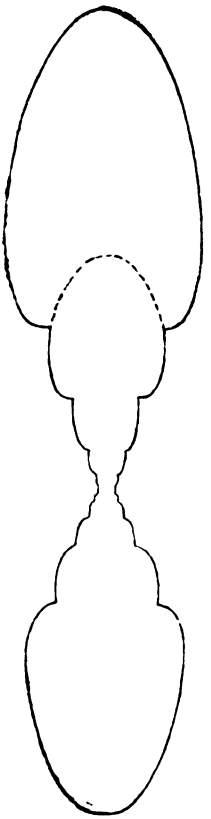


Abb. 1a. Querschnitt des in Taf. XVIII 1 abgebildeten Exemplars von *Schloth. depressa* var. *princeps* S. Buckm. (Slg. v. Buch, Museum Berlin.) Filder b. Stuttg.

Die Loben (s. Textabb. 1b) sind etwas höher und stärker zergliedert, als das durchschnittlich beim ***Schlotheimia depressa***-Typ der Fall ist. Die Lobenhöhe des ersten Seitenlobus, nach Waehner gemessen, ist bei den beiden Berliner Exemplaren:

1. 27 mm bei 40 mm Wh = 68 %
2. 31 mm bei 51 mm Wh = 61 %

Bei vergleichbaren Exemplaren von ***Schlotheimia depressa*** schwankt sie nach Pompeckj zwischen 54 und 65 %. Der Suspensivlobus hängt ziemlich stark herab und hat fünf Hilfsloben, von

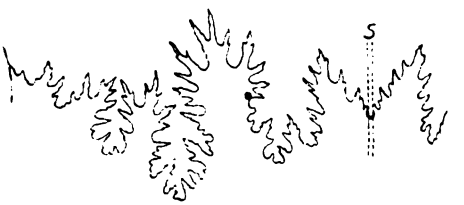


Abb. 1b. Lobenlinie desselben Exemplars von *Schloth. depressa* var. *princeps* S. Buckm.

denen der fünfte auf der Naht liegt. Beide Schalen sind bis zum Röhrenende geklammert und zeigen fast auf dem ganzen letzten Umgang Spurlinien des späteren Gehäuses.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Gegen den Typ von *Schlotheimia princeps* S. Buckman zeigen beide Exemplare unwesentlich engere Berippung sowie etwas größere Windungshöhe bei engerem Nabel.

Es ist anzunehmen, daß sich bei größerem Material Übergänge zwischen *Schlotheimia princeps-* und *depressa-*Typ finden werden; es sei schon hier hervorgehoben, daß die homologe *Schlotheimia germanica* entsprechende Variationen in bezug auf Windungsverhältnisse und Sutur hervorbringt, wenn auch so engnablige Varianten (Wh. = Nw.) hier sehr selten sind. Daher kann Verfasser vorderhand *Schlotheimia princeps* S. Buckman auch nur als Variation von *Schlotheimia depressa* ansehen.

Schlotheimia germanica var. *trachyptycha* W. Lange hat gegenüber vorliegender Form mehr ovalen Windungsquerschnitt besonders der inneren Windungen und größere Nabelweite bei geringerer Windungshöhe, während die Lobenlinie kaum Unterschiede bietet.

Ob *Schlotheimia intermedia* Pompeckj (Quenstedt 1883, Taf. **4**, 1) mit vorliegender Variation ident ist oder nicht, ist nicht ersichtlich, da von *Schlotheimia intermedia* nur das eine großwüchsige Exemplar (Dm. 600 mm) bekannt ist, dessen innere Windungen wie auch die Lobenlinie wir nicht hinreichend kennen. Pompeckj hebt die Schmalheit der Lobenkörper hervor, was nicht für Identität spricht. Andernfalls gebührte dem Namen *Schlotheimia intermedia* die Priorität.

Vorkommen: Möhringen und Filder bei Stuttgart, Horizont nicht näher bekannt, vermutlich Angulatenstufe.

Schlotheimia stenorhyncha W. Lange var. *complanata* v. Koenen em.

Taf. XXI, Abb. 5a, b: Neuabbildung von v. Koenens Original.

1902: *Schlotheimia complanata* v. Koenen. S. 9, Taf. **7**, 4—6
1924: „ *stenorhyncha* var. *complanata* W. Lange. S. 202
cf. 1924: „ *similis* Spath. S. 197, Taf. **18**, 2.

1. Dm.: 46 mm (100); Nw.: 15,5 mm (34); Wh.: 17 mm (37); Wd. r: 10,5 mm (23); Ri.: etwa 56, Vork.: α - 2 - c Steinlacke
2. Dm.: 63 mm (100); Nw.: 23 mm (37); Wh.: 23,5 mm (37); Wd. r: 14 mm (22); Original v. Koenens, Lias α_2, Osterwald.

Var. *complanata* ist ausgezeichnet durch einen dreiseitigen Windungsquerschnitt mit ebenen Flanken, dessen größte Dicke an der Nabelkante liegt, und feine dicht-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

stehende Rippen mit Schaltrippen, die bereits in mittlerem Alter auf den Flanken erlöschen. *Schlotheimia stenorhyncha*-Typ hat in mittlerem Alter zwar auch einen dreiseitigen Windungsquerschnitt, doch sind die Flanken nicht so platt und die größte Dicke liegt etwas weiter von der Nabelkante entfernt, auf ein Viertel bis ein Drittel der Windungshöhe. Die Skulptur des Typs ist etwas kräftiger. Wie Verfasser schon 1924 hervorhob, ist die Darstellung der Lobenlinie bei v. KOENEN nicht genau, insbesondere konnten am Original v. KOENENS an der Naht drei Hilfsloben freigelegt werden, die wie bei der ganzen Gruppe einem Suspensivlobus angehören.

SPATH bildet nun 1924 ein kleines Windungsfragment (von etwa 40 mm Windungshöhe) eines größeren Exemplars unter dem neuen Namen *Schlotheimia similis* ab, das morphologisch von var. *complanata* kaum zu unterscheiden sein dürfte. Es war bisher in der Palaeontologie kaum üblich, auf so unvollständig erhaltene Bruchstücke neue Arten zu begründen! Insbesondere wissen wir gar nichts über die Beschaffenheit der früheren Entwicklungsstadien der *Schlotheimia similis*. Die Lobenlinie ist ebenso wie bei var. *complanata* ausgezeichnet durch breite und niedere Lateralloben und einen hängenden Suspensivlobus. Die stärkere Lobenzerschlitzung bei *Schlotheimia similis* ist auf das wesentlich höhere individuelle Alter des Stückes von SPATH zurückzuführen (die Windungshöhen beider Stücke verhalten sich am Ort der Loben wie 17:38); der Mediansattel klafft bei *Schlotheimia similis* breiter, doch genügt dies nicht zur Abtrennung, da hierin auch bei andern Schlotheimien eine große Variabilität herrscht.

Auffällig sind die Angaben über das Vorkommen der *Schlotheimia similis* in „bed H 91" von Lyme, das nach LANG (1924, S. 181) der Zone des *Alsatites liasicus* angehört. Nun findet sich freilich in LANGS Profil kein *Alsatites liasicus* angeführt, dagegen von „bed H. 91" ab als einzige Ammoniten nur Schlotheimien: Neben *Schlotheimia similis* noch *Schlotheimia phoenix* SPATH (= REYNÈS 1879, Taf. 4, 6) und zweimal *Schlotheimia* sp. Aus welchen Gründen das Schichtpaket zur Zone des *Alsatites liasicus* gestellt ist, ist nicht ersichtlich. Wahrscheinlicher erscheint seine Zugehörigkeit zu den Angulatenschichten. Die „*Schlotheimia phoenix*" könnte eine „katagenetische" Form von *Schlotheimia* — cf. *Schlotheimia angulosa* W. LANGE — sein, die in Norddeutschland zusammen mit *Schlotheimia steno-*

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

rhyncha die obersten Angulatenschichten kennzeichnet (vgl. hierzu auch Note 23 vorliegender Schrift!) Nach der Karte bei LANG scheinen Störungen in dem entsprechenden Teil des Profils nicht ausgeschlossen.

Die von S. BUCKMAN 1906 (S. 238) angeführte *Schlotheimia* cf. *striatissima* scheint nach der Beschreibung ebenfalls zu *Schlotheimia stenorhyncha* zu gehören.

Gattungen *Vermiceras, Coroniceras* und *Arnioceras* HYATT. 1889.

Die HYATTschen Gattungsdiagnosen für die drei Genera sind nicht derart, daß es möglich wäre, jedem Arieten dieser Formenkreise seinen Platz mit Sicherheit anzuweisen, wenn sie auch wesentlich geschlossener und besser definiert sind als seine Gattung *Caloceras*. Es erscheint dem Verfasser erforderlich, die Gattungsbegriffe etwas anders zu fassen, um zu einheitlicheren Formenkreisen zu gelangen. Auch dies ist vorläufig nur ein Notbehelf, bis einmal die gesamten Arieten sowohl paläontologisch, wie hinsichtlich ihres stratigraphischen Auftretens neu untersucht sein werden[26]). Auf die neuen, oben aufgeführten SPATHschen Gattungen einzugehen erübrigt sich, bis sie definiert und abgegrenzt sind.

Vermiceras HYATT, em.

Genotyp: ***Ammonites spiratissimus*** QUENSTEDT.

Vermiceras ist nach HYATT (1889, S. 154) folgendermaßen charakterisiert:

Jugendstadium: Nur beschränktes glattes Stadium (bei *Verm. spiratissimum:* 2 Umgänge), dann „immature" Rippen von „*Caloceras*" bei noch gerundeter Außenseite, danach Kielbildung.

Erwachsen: Rechteckiger Querschnitt, Außenseite flach mit Kiel und Furchen, Rippen gerade, außen knieförmig vorgebogen, bei einigen Varietäten von *Verm. Conybeari* geknotet.

Loben: arietenhaft, E > L. die immaturen Verhältnisse des Jugendstadiums dauern jedoch öfter länger an.

Alt: Seiten konvergieren nach außen, Kiel bleibt bestehen (bei „*Caloceras*": Querschnitt bleibt gerundet, Kiel geht verloren); E wird kürzer.

---

[26]) Inwieweit dies durch FIEGE geschehen ist, entzieht sich zurzeit der Beurteilung, da dessen Dissertation: „Über die Biostratigraphie der Arietenschichten", Göttingen 1924, noch nicht veröffentlicht ist.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Unter *Vermiceras* werden von HYATT 1889 lediglich aufgeführt:

Vermiceras spiratissimum QUENSTEDT sp.
„ *Conybeari* SOW. sp.
„ „ var. *planaries* FRAAS
„ *ophioides* D'ORB. sp.

Hierzu ist zu bemerken: Das Jugendstadium kann kaum Anlaß zur Abgrenzung von den andern Arietengenera geben; bei *Arnioceras* erscheint der Kiel nach HYATT früher als die Rippen, was Verfasser bestätigen kann, während HYATT sich über das Kielauftreten bei *Coroniceras* nicht äußert. Nach vom Verfasser untersuchten Stücken von *Coroniceras westfalicum* und *Coroniceras pseudophioides* erscheint der Kiel hier entweder vor den Rippen — die Jugendformen ähneln in diesem Stadium sehr der Altersform von *Proarietites laqueus* QUENST. — oder etwa gleichzeitig mit ihnen, ausnahmsweise aber bei *Coroniceras pseudophioides* auch einmal später, so daß hier also alle Übergänge vorhanden sind. Die HYATTsche Definition des erwachsenen (adult) Stadiums gibt ebensowenig einen durchgreifenden Unterschied gegenüber *Coroniceras* (und *Arnioceras* z. T.) an wie die des senilen (old stage).

Verfasser möchte daher *Vermiceras* unter Ausscheidung eines Teils der von HYATT zu ihm gezogenen Formen folgendermaßen definieren: Die Scheiben sind stets sehr weitgenabelt und niedermündig. Der Windungsquerschnitt erwachsener Exemplare bleibt dem Oval genähert, die Flanken bleiben stark gewölbt. Die Rippen erreichen in der Regel ihre größte Höhe auf der Flankenmitte, nach außen hin schwellen sie bei einem Teil der Formen ab oder behalten ihre Höhe bei, bei andern gewinnen sie relativ noch etwas an Höhe, niemals aber zeigen sie außen Anschwellungen oder erwerben sie Externknoten. Der Querschnitt über den Rippen ist mithin ebenfalls oval, bei *Coroniceras* hingegen eckig. Von außen gesehen laufen die Rippen fast senkrecht auf die Nebenkiele oder sind nur sehr schwach vorgezogen. Die Furchen sind breit, in der Regel seicht bis ganz fehlend. Die Lobenlinie ist arietoid und nicht wesentlich verschieden von der von *Coroniceras*.

Es würden also ausscheiden die „geknotete Varietät von *Am. Conybeari*", z. B. die von HYATT hierhergestellte Form QUENSTEDTS, 1849, Taf. 3, 13, 1883, Taf. 15, 1 — eine Form, die *Coroniceras rotiforme* SOW. so nahe steht, daß WAEHNER (1891, S. 261) sie direkt für ein typisches *rotiforme* anspricht — und ebenso „*Vermiceras*" *ophioides*

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Hyatt, non d'Orbigny, das einen subquadratischen Querschnitt hat und bei dem die Rippen außen anschwellen. Näheres über diese Form siehe weiter unten unter *Coroniceras pseudophioides* spec. nov. Dagegen dürfte ein Teil der von Hyatt zu *Caloceras* gestellten Formen vorbehaltlich genauerer Untersuchung zu *Vermiceras* zu stellen sein, nämlich die von Hyatt (1889) als *Caloceras carusense* (S. 142, Taf. 1, 15, 16) *longidomus* (S. 143), *Nodotianum* (S. 144, Taf. 1, 7—11) beschriebenen Formen, vielleicht auch *Caloceras sulcatum* Hyatt (S. 148, Taf. 1, 19, 20) und *Caloceras Newberryi* Hyatt (S. 151, Textabb. 25—27). Typische Vermiceraten im Sinne des Verfassers sind die meisten der von Fucini (1902) vom Monte di Cetona unter *Vermiceras* beschriebenen Arten, doch dürften sich die 22 Arten Fucinis auf einige wenige zusammenlegen lassen, wenn die Variationsbreite der einzelnen Formen untersucht würde! Ebenso gehören zu *Vermiceras Arietites ophioides* (d'Orb.) bei Waehner 1888 (S. 305, Taf. **25**, 4—6; **26**, 1) und *Arietites Scylla* (Reynès) Waehner 1888, S. 309, Taf. **25**, 7, 8. *Vermiceras* im Sinne des Verfassers scheint auf den untersten Teil der Arietenstufe beschränkt zu sein. Aus Norddeutschland ist dem Verfasser kein echtes *Vermiceras* bekannt geworden. Zwar findet sich *Ammonites (Vermiceras) Conybeari* in der älteren Literatur öfter von hier angeführt, doch ist mit diesen Zitaten nichts anzufangen, da Abbildungen fehlen, die Art nicht festgelegt war und von den verschiedenen Autoren ganz verschieden aufgefaßt wurde. E. W. Schmidt (1914, S. 22, Taf. **4**, 1, 2; **5**, 2—4) bildet von Harzburg einen *Arietites latisulcatus* ab, der den Rippentyp und die breiten Furchen von *Vermiceras* em. aufweist, aber viel hochmündiger ist und schneller anwächst als Quenstedts *latisulcatus* (1883, Taf. **12**, 1—6). Vielleicht ist es ein Abkömmling der älteren, langsamer anwachsenden Vermiceraten. Spath macht ihn zum Typ einer neuen Gattung *(Epammonites)*.

In der Bielefelder Gegend, wo die verschiedenen Zonen der Arietenschichten besonders fossilreich entwickelt und die unteren auch gut aufgeschlossen sind, fehlt *Vermiceras* em. sicher gänzlich.

Coroniceras Hyatt, em.

Genotyp: *Ammonites rotiformis* Sowerby.

Für *Coroniceras* kann die Hyattsche Definition (1889, S. 174) mit geringen Änderungen bzw. Zusätzen beibehalten werden.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Jugendstadium: Nach HYATT nur für kurze Zeit (1—2 Windungen) unberippt. Im folgenden wird unter *Coroniceras westfalicum* eine neue Art beschrieben, die ein wesentlich längeres „glattes" Jugendstadium hat (über 3 Windungen). Diese Verhältnisse der Jugendform sind als Gattungsmerkmale nicht verwertbar. Der Kiel tritt meist vor den Rippen oder etwa gleichzeitig mit ihnen, nur ausnahmsweise nach den Rippen auf.

Erwachsen (nach HYATT): Querschnitt viereckig, Flanken parallel bis nach außen divergierend, später konvergierend. Rippen gewöhnlich geknotet. Kiel und Furchen entwickelt. Hier ist zu verbessern: Die Rippen schwellen stets nach außen hin an und tragen gewöhnlich am Außenbug Knoten. Von außen gesehen sind sie wesentlich stärker vorgezogen als bei *Vermiceras*.

Alt: Querschnitt erhält mehr-minder konvergierende Flanken bzw. wird dreiseitig. Knoten verschwinden, ebenso die Furchen, Kiel bleibt stark erhaben.

Loben: Arietoid, E tief und schmal, ES schmaler als LS, der groß und in der Regel vorragend ist, Hilfsloben klein. Im Alter wird E kürzer, die ganze Sutur einfacher.

Unter diesen Gattungsbegriff fällt selbstverständlich auch die wieder eingeführte Gattung *Ammonites* — Typ: *Amm. bisulcatus* (BRUG.) D'ORB. — Will man ihr die Priorität einräumen, so wäre *Coroniceras* im Sinne des Verfassers zu streichen. Ebenso fallen darunter die SPATHschen Gattungen *Paracoroniceras, Eucoroniceras* usw.; wie es möglich sein soll, diese zu scheiden, ist nicht ersichtlich. Abtrennbar ist dagegen die Gruppe des *Amm. sauzeanus* D'ORB., die HYATT 1889 noch zu *Coroniceras* stellte, später aber zu *Agassiceras* zog und für die SPATH neuerdings den Namen *Euagassiceras* vorschlug.

Coroniceras kommt anscheinend durch die ganze Arietenstufe hindurch vor, erreicht aber seine Hauptentwicklung in ihrem mittleren Teil; im oberen Teil wird es sehr selten und fehlt vielerorts hier ganz, besonders in Norddeutschland in den Zonen des *Arnioceras geometricum* und *Euagassiceras spinaries*.

Arnioceras HYATT.

Genotyp: ***Ammonites ceratitoides*** AGASSIZ (S. BUCKMAN 1911, Y. T. A., Bd. 1, S. 6).

Gattungsdefinition nach HYATT (1889, S. 161) mit einigen Ergänzungen:

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Jugendstadium: 3—4 Windungen „glatt", schmal. Querschnitt oval; Kiel erscheint vor den Rippen.

Erwachsen: Querschnitt gerundet rechteckig bis rechteckig. Rippen hoch, schmal und scharf, auf den Flanken meist gerade, ohne Knoten, in Höhe der Außenseite meist plötzlich abgeschnitten, von außen gesehen entweder ohne vorspringende Fortsetzung (*Arnioceras geometricum* (Opp.) Schlönbach, *Arn.* cf. *semicostatum* W. L. in jüngerem Alter) oder nach vorn vorgezogen (*Arn. falcaries* Quenst., *Arn.* cf. *semicostatum* W. L. in höherem Alter). Die geologisch älteren Formen ohne Furchen, geologisch jüngere mit Furchen und Nebenkielen (*Arn. herfordense* Monke, *Arn.* cf. *semicostatum* W. L. und cf. *fortunatum* W. L.).

Loben: Wenig gegliedert, häufig nur ungeteilte Inzisionen entwickelt. E = L oder E < L. Außensattel durch einen Adventivlobus zwiegeteilt, Loben häufig zweispitzig endend. Wohnkammer $^1/_2$ bis 1 Umgang.

Alt: Großwüchsige Exemplare sind sehr selten. Die Loben erleiden Vereinfachungen.

Spath (1923 a, 1924) unterscheidet zwei Gruppen von *Arnioceras;* zu der älteren gehören u. a. *Arnioceras geometricum* Opp., *ceratitoides* Quenst., *Arnouldi* Dum., von welcher sich auch *Arnioceras acuticarinatum* Simps., *nodulosum* J. Buckm. und *miserabile* Quenst. ableiten sollen. Diese Gruppe ist nach Spath ausgezeichnet durch den Besitz verhältnismäßig einfacher und schmaler Lateralloben mit wenigen, aber kräftigen Inzisionen.

Für die jüngere Gruppe, die im Lias β zusammen mit *Xipheroceras* auftritt, schlägt Spath den neuen Gattungsnamen Eparnioceras vor — Genotyp *Ar. semicostatus* Wright 1878, Taf. 1, 8 —. Sie soll ebenfalls mit berippten Formen beginnen und mit dem glatten *Eparnioceras flavum* S. Buckm. (1918) enden.

Im westfälischen Lias β_1, zusammen mit *Xipheroceras planicosta* usw., treten nun, wie schon oben erwähnt, häufig *Arnioceras*-Arten auf, von denen zunächst zwei der markantesten im folgenden beschrieben werden sollen. Nach dem mir vorliegenden Material scheint eine Entwicklung, wie Spath sie annimmt, unwahrscheinlich und eine Spaltung in zwei Genera nicht gerechtfertigt. Gemeinsame Unterschiede der Lias-β-Formen von den früheren sind nicht ersichtlich, auch nicht bezüglich der Lobatur.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Arnioceras cf. *semicostatum* YOUNG u. BIRD.

Taf. XVIII, Abb. 2a, b, Textabb. 2a, b, c, Taf. XIX, Abb. 1a, b.

1925: ***Arnioceras ceratitoides*** M. SCHMIDT. S. 299, Taf.-Abb. 10.

1. Dm.: 36,5 mm (100); Nw.: 19 mm (52); Wh.: 10 mm (27); Wd.r: 10 mm (27); Wd.i: 8 mm (22); Taf. XVIII, 2a, b
2. Dm.: 71 mm (100); Nw.: 39 mm (55); Wh.: 18,5 mm (26); Wd.r: 17,5 (25); Wd.i: 16 mm (22); Taf. XIX, 1a, b.

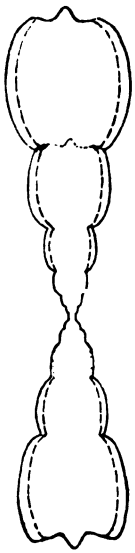


Abb. 2a. Querschnitt des in Taf. XIX 1 abgebildeten Exemplars von ***Arnioceras*** cf. ***semicostatum*** Y. u. B., Lias β_1, Bielefeld. (Slg. des Verf.)

Abb. 2b.

Abb. 2c.
Lobenlinien desselben Exemplars von ***Arnioceras*** cf. ***semicostatum*** Y. u. B.

Die abgebildeten Exemplare wie auch das der folgend beschriebenen Art sind verkieste Steinkerne, die Luftkammern sind im Innern z. T. mit Kalzit erfüllt, die Wohnkammer teilweise mit splittrigem Kalkstein.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Der Windungsquerschnitt (s. Textabb. 2 a) is
rechteckig, die Flanken sind dabei zwischen d
stark gewölbt. Die inneren Windungen sind beson
„glatt"; bei dem größeren Exemplar tragen sie
Nabelweite, bei dem kleineren bis 18 mm Nabelw
lich eine feine, dichtstehende, radiale Streifung. Da
zunächst schwache, bald kräftiger werdende Ri
die gerade, radial bis schwach rückwärts geric
die Flanken verlaufen. Im Altersstadium sind
dem Nabel zu etwas vorgezogen und erscheinen
den Flanken leicht bogenförmig. Außen breche
zu mittlerem Größenstadium plötzlich ab, fast
Arnioceras geometricum Opp. bei Schlönbach (186
3), doch ist in der Außenansicht meist noch ein
Vorbiegung nach den Nebenkielen hin erkenn
Altersstadium wird auch diese deutlicher, so daß d
von außen gesehen stark bogenförmig vorgezogen e
und die Nebenkiele sich in die bogenförmigen Rip
auflösen. Die Rippen ragen besonders im mittleren
stadium am Außenbug unter geringer Verdickung
sten empor, ohne aber auf dem Steinkern Knö
tragen. Bei dem kleineren Exemplar alternieren
außen gesehen, vorübergehend, sonst stehen sie,
der Regel bei *Arnioceras*, einander gegenüber. Das
abgebildete Exemplar trägt 29 und 27 Rippen
letzten und vorletzten Umgang. Der Mediankiel i
bis stark erhaben, Nebenkiele und Furchen sind
ausgebildet und gehen im Alter zurück.

Der Außenlobus ist fast ebenso lang oder etwa
als der erste Seitenlobus, besonders im Alter eher
seine Spitzen liegen in den Außenfurchen. Der Au
ist, wie in der Regel bei *Arnioceras*, durch einen A
lobus zwiegeteilt. Der Seitensattel ist schmal und d
tütenförmig ausgebildet und ragt am höchsten empo
und Sättel sind nur mit einfachen Kerben bede
nur ausnahmsweise an den Lobenspitzen den Begi
sekundären Gliederung erkennen lassen. Bei dem k
Exemplar endet der erste Seitenlobus auf der ein
deutlich zweispitzig, während er auf der andern c
artig gezähnt ist. — Bei dem größeren abgebildeten
plar sind die Sattelkerben wesentlich schwächer en
als die Kerben an den Lobenenden. Im Alter wer
Sattelkerben bei diesem Stück relativ schwächer,
zeitig wird der zunächst schmal dreiseitige Seitensatt

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

gerundet wie auch der Außensattel, der statt des Adventivlobus nur einen kleinen Kerb trägt. Die Sutur wird hierdurch im Alter auffallend ceratitenähnlich (vgl. Taf. XIX, Abb. 1 a, und Textabb. 2 b und c, die sechste und die zweite Lobenlinie hinter der Wohnkammer darstellend). Der letzte Seitensattel vor der knapp einen halben Umgang einnehmenden Wohnkammer ist, vermutlich infolge seiner zufälligen Lage auf einer Rippe, wieder schmal, der erste Seitenlobus entsprechend verbreitert (s. Abb., Taf. XIX, Abb. 1 a). Dieser starke Wechsel in der Ausbildung der Lobenlinie verschiedener Altersstadien an ein und demselben Exemplar mahnt zur Vorsicht bei Verwertung der Lobenlinie als klassifikatorisches Merkmal bei *Arnioceras*!

Es liegen noch eine Anzahl weiterer Exemplare vor, die folgende Besonderheiten zeigen:

Das eine (Nr. 3) von 87 mm Dm. ist hochmündiger und noch etwas weiter berippt (28 Rippen auf dem letzten Umgang); die Flanken sind besonders stark gewölbt, die Außenfurche ganz unterdrückt, so daß der Windungsquerschnitt fast oval erscheint; der Mediankiel ist hoch. Ein anderes (Nr. 4, 72 mm Dm., 32 Rippen auf dem letzten Umgang) hat schmaleren Windungsquerschnitt, niedrigere, außen stärker vorgezogene, leicht gekrümmte Rippen, hohen Mediankiel mit deutlichen Nebenkielen und seichten Furchen, einfach gekerbte normale Sutur mit zweispitzig endendem 1. Seitenlobus und zweispitzigem Adventivlobus. Ein weiteres, dem letztbeschriebenen sonst ähnliches Exemplar (Nr. 5, 60 mm Dm.) zeigt eine auffallende Verengerung an der Basis des hochgezähnten 1. Seitenlobus, so daß der Lobus nach hinten breiter wird als an seiner Basis, während dies sonst meist umgekehrt ist oder doch die Seitenwände des Lobus nur parallel gestellt sind. Schließlich ist noch ein kleineres Exemplar (Nr. 6, Dm. etwa 40 mm) erwähnenswert, das gleichfalls schmächtig und dreigekielt bereits bei etwa 7 mm Windungshöhe außen stark vorgezogene, wenig erhabene Rippen zeigt. — Vielleicht kommt der schmächtigeren und mit schwächeren Rippen versehenen Form (Nr. 4—6) eine besondere Bedeutung zu, doch scheint eine besondere Benennung vorläufig untunlich, solange nicht ein größeres Material die Variationsverhältnisse der Art festzustellen gestattet.

Von *Arnioceras geometricum* Oppel (Schlönbach 1865 Taf. 26, 3) zeigt die beschriebene Art aus Lias β_1 folgende konstante Unterschiede: sie besitzt ein durchschnittlich

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

wesentlich länger andauerndes glattes Jugendstadium, späterhin gewölbtere Flanken, weiter stehende, kräftigere und im Alter außenseits mehr vorgezogene Rippen, die im Alter auch auf den Flanken leicht bogenförmig werden, ausgeprägte, wenn auch seichte Furchen und Nebenkiele und ist durchschnittlich großwüchsiger. Verfasser besitzt das typische *Arnioceras geometricum*, von ihm aus dem Anstehenden und im Liegenden der Zone des *Euagassiceras sauzeanum* gesammelt, u. a. von Salzgitter-Gallberg, Ölber, Lühnde, Sehnde, Bielefeld u. a. O., die sämtlich folgende Eigentümlichkeiten des SCHLÖNBACHschen Exemplars zeigen: rechteckiger Querschnitt, aber ziemlich variabel in Bezug auf Windungshöhe und -dicke; Fehlen von Außenfurchen und Nebenkielen; eng-, nur ausnahmsweise weiter stehende gerade, auch von außen gesehen nicht vorlaufende Rippen, die in früherem Entwicklungsstadium auftreten, glattes Jugendstadium durchschnittlich bis 10 mm Nabelweite, ausnahmsweise bis 16 mm Nabelweite. Der 1. Seitenlobus endet stets zweispitzig, der Seitensattel ist meist tütenförmig schmal, seltener breiter gerundet und variiert bezüglich stärkerer oder schwächerer Kerbung wie bei der β-Form, der Adventivlobus ist stets gut ausgebildet[27]).

Am. ceratitoides QUENSTEDT (1883, Taf. 13, 8) ist vorliegender Form ähnlicher als *Arnioceras geometricum*, hat aber ebenfalls ein kürzeres glattes Jugendstadium — bis 10 mm Nabelweite — und keine Furchen- und Nebenkiele. Das QUENSTEDTsche Exemplar stammt aus den „harten Kalken des Schneckenpflasters", also jedenfalls aus der Arietenstufe.

Das von M. SCHMIDT (1925, S. 299. Tafel-Abb. 10) aus dem unteren Lias β der Trossinger Gegend beobachtete *Arnioceras ceratitoides* stimmt nach Abbildung und Beschreibung, soweit es erhalten ist — es handelt sich nur

[27]) Die Identität der wenigen und schlecht erhaltenen, von E. W. SCHMIDT (1914) von Harzburg beschriebenen *Arietites geometricus* mit dem SCHLÖNBACHschen Typ scheint dem Verfasser nicht erwiesen, die Schlußfolgerungen SCHMIDTS über die mangelnde Möglichkeit einer Abrechnung der Zone des *Arietites geometricus* daher verfehlt. Diese Zone scheint eben bei Harzburg zu fehlen oder fossilleer zu sein. Ebenso ist die von SCHMIDT unter *Arietites falcaries* und *ceratitoides* gegebene Synonymliste anzufechten, da SCHMIDT augenscheinlich die aus anderen Horizonten stammenden Arnioceraten nicht kannte. Bei seiner Zusammenfassung der Arnioceraten fehlt ganz eine Berücksichtigung des stratigraphischen Moments.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

um Wohnkammern — völlig mit den Bielefelder Stücken überein; insbesondere sind ebenfalls breite Außenfurchen und die für das Altersstadium bezeichnenden, außen bis zur nächsten Rippe vorgezogenen Rippenendigungen vorhanden; nur die Windungsdicke ist etwas geringer. Die Identität erscheint daher so gut wie zweifellos.

Von den von HYATT (1889, S. 166) als *Arnioceras semicostatum* beschriebenen Formen stimmt keine ganz mit der β-Form überein; am nächsten könnten ihr die HYATTschen Variationen C und D kommen. Von diesen ist nur die var. D abgebildet (Taf. **2**, **15**), bei der die Skulptur etwa 1 Umgang früher einsetzt als bei unserer Form.

Unter den zahlreichen, von FUCINI (1902) beschriebenen und abgebildeten *Arnioceras*-Arten, die wohl kaum sämtlich selbständige Arten darstellen dürften, ist keine zu finden, welche mit vorliegender Form ganz in Übereinstimmung zu bringen wäre.

Die Neuabbildung des mutmaßlichen Holotyps von *Am. semicostatus* YOUNG u. BIRD in Y. T. A. 1918, Taf. 112, war dem Verfasser noch nicht zugänglich. Die zum Genotyp für *Eparnioceras* von SPATH erwählte Form, *Arietites semicostatus* WRIGHT 1878, Taf. **1**, 8, hat im Gegensatz zu vorliegender Form nur ein kurzes glattes Jugendstadium; im übrigen ist das kleine Exemplar, dessen Lobenlinie auch nicht abgebildet ist, nicht näher vergleichbar.

Untersuchte Exemplare: 8.

Vorkommen: Zusammen mit *Xipheroceras planicosta*, *Ziphus* und *Dudressieri*, *Asteroceras obtusum*, *Arietites stellaris* und cf. *Brooki* sowie der nachfolgend beschriebenen Form in den *Ziphus*-Schichten der Gesellschaftsziegelei in Bielefeld, Ziegelstraße; teils frei im Schieferton liegend, teils flachen splittrigen Kalkgeoden anhaftend.

Arnioceras cf. *fortunatum* S. BUCKMAN.

Taf. XIX, Abb. 2a—c, Textabb. 3**a**, b.

cf. 1918: ***Arnioceras fortunatum*** S. BUCKMAN. S. 301, Taf. **28**, 4; Taf. **31**, 4

cf. 1889: ***Ammonites herfordensis*** MONKE. S. 101, Taf. **2**, **3**, 12.

1. Dm.: 76 mm (100); Nw.: 41 mm (54); Wh.: 19 mm (25); Wd.r: 18 mm (24); Wd.i: 14,5 mm (19); Rippen pro Umgang: 34, 30, 29

2. Dm.: 85 mm (100); Nw.: 45 mm (53); Wh.: 23 mm (27); Wd.r: 18,3 mm (22); Wd.i: 15 mm (18); Rippen pro Umgang: 37.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Vorliegende Form hat fast dieselben Windung
nisse wie die vorbeschriebene, nur ist die Windu
geringer als die der abgebildeten Typen von *Arn.*
costatum. Abweichend ist die Skulptur. Die Ri
ginnen bereits bei 10 mm Nabelweite, stehen di

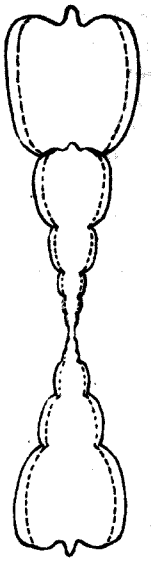


Abb. 3a. Querschnitt des in Taf. XIX 2 abgebildeten Exemplars von *Arnioceras* cf. *fortunatum* S. Buckm., Lias β_1, Bielefeld. (Slg. des Verf.)

Abb. 3b. Lobenlinien desselben Exemplars von *Arnioceras* cf. *fortunatum* S. Buckm.

sind stark nach rückwärts gerichtet. Sie sind
haben und verlaufen gerade über die Flanken, au
sie ebenso wie bei vorbeschriebener Art anfang
abgeschnitten, ähnlich wie bei *Arnioceras geon*
während im Altersstadium von außen gesehen ein

Digitized by Google
Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

lich stärker werdende Vorbiegung zu sehen ist; gleichzeitig werden sie auch auf den Flanken etwas bogenförmig und am Nabel nach innen zu vorgezogen.

Die Außenseite trägt ebenfalls einen hohen Mediankiel und schwächere Nebenkiele, die Furchen sind bei dem abgebildeten Exemplar etwas stärker ausgeprägt, bei dem zweiten jedoch nur seicht wie bei *Arnioceras* cf. *semicostatum*.

Die Lobenlinie (s. Textabb. 3 b) bietet auch kaum Besonderheiten, der Außenlobus ist bei dem abgebildeten Exemplar etwas, bei dem zweiten wesentlich kürzer als der 1. Seitenlobus, der Adventivlobus gut ausgebildet — bei dem größeren Exemplar zweispitzig. Die Loben sind kräftig, die Sättel sehr fein gezähnt, der Seitensattel ist schmal dütenförmig und wird im Alter breiter gerundet.

Arnioceras fortunatum S. Buckman ist sehr ähnlich skulpturiert, aber niedermündiger, weitnabliger und schmaler, die Lobenlinie recht abweichend: sie zeigt einen längeren und fast ungekerbten Außenlobus, einen ungegliederten Adventivlobus und einen großdreilappigen Seitensattel statt der feinen Zähnelung bei unsrer Art, ebenso wesentlich geringere Gliederung des 2. Seitenlobus und der Nahtgegend. Die beiden Formen können daher trotz großer äußerer Ähnlichkeit nicht vereint werden. Ebenso möchte Verfasser *Arnioceras ceratitoides* Quenstedt (Taf. **13**, 8), das Buckman mit *fortunatum* in Beziehung bringt, schon mit Rücksicht auf die Abweichungen seiner Skulptur von diesem getrennt halten.

Von den von Fucini (1902) beschriebenen Formen zeigt einige Ähnlichkeit *Arnioceras speciosum* Fucini (S. 184; Textabb. 66; Taf. **20**, 1—8; **21**, 1; **22**, 4), doch hat *Arnioceras speciosum* recht abweichende Lobenlinie: Der Außenlobus ist wesentlich länger als der 1. Seitenlobus, auch der 2. Seitenlobus, der bei unserer Form nur halb so lang ist wie der erste, erreicht hier fast die Länge des ersten. Auf die etwas geringere Rückläufigkeit der Rippen möchte Verfasser als spezifisches Unterscheidungsmerkmal nach seinen Erfahrungen dagegen keinen Wert legen. *Arnioceras obliquecostatum* Fucini (S. 189, Textabb. 67; Taf. **23**, 10, 11) ist ebenfalls ähnlich. Bei dieser Form zeichnet Fucini einen zwiegeteilten Außensattel, was Verfasser bei keinem norddeutschen *Arnioceras* bisher beobachten konnte.

Arnioceras herfordense Monke hat schmaleren Windungsquerschnitt, dichter stehende, nach der Abbildung und Beschreibung außen nicht vorgezogene Rippen und vor

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

allem wesentlich kräftiger ausgebildete Nebenkiele und Furchen; die Lobenlinie fehlt. Trotz einiger Ähnlichkeit kann die Form daher nicht mit unserer Art identifiziert werden. Sie stammt aus einem Schichtenkomplex von 14 m Mächtigkeit vom Lübbertor in Herford, der außer einigen anderen Arieten *(Kridion, miserabilis, striaries* nach MONKE) auch zwei β-Formen: *Am. Birchi* Sow. und *Am. capricornoides* QUENSTEDT führt. Vermutlich war also hier die Grenze von Lias α/β aufgeschlossen und es ist bedauerlich, daß die Fossilien nicht schichtgemäß gesammelt wurden. *Am. (Microderoceras) Birchi* und *Am. (Xipheroceras?) capricornoides*, den MONKE auch abbildet, kommen in den *Planicosta-Ziphus*-Schichten der Gesellschaftsziegelei nicht mehr vor und sind dem Verfasser auch sonst aus der Gegend nicht bekannt geworden; in der LANDWEHRschen Sammlung im städt. Museum Bielefeld befindet sich zwar ein großwüchsiges, prächtig erhaltenes Exemplar von *Microderoceras Birchi*, aber ohne Fundortsangabe, so daß der Verdacht besteht, daß es sich um ein auswärtiges, vermutlich englisches Exemplar handeln könnte[28]). *Microderoceras Birchi* und *Xipheroceras? capricornoides* liegen auch in England zusammen, und zwar zusammen mit *Arietites Turneri* Sow. über der Zone des *Euagassiceras sauzeanum* und von dieser noch durch mehrere, bei uns bisher nicht nachgewiesene Zonen getrennt (mit *„Pararnioceras" Alcinoe, Sulciferites sulcifer, Arietites Brooki, Arnioceras Hartmanni)*, und unter *Xipheroceras planicosta* (LANG, SPATH, RICHARDSON 1923), so daß *Arnioceras herfordense*, das nach MONKE sehr häufig am Lübbertor gefunden wurde, sicher als Vorläufer unserer β-Formen gelten kann.

Ein neuer Speciesname für *Arnioceras* cf. *fortunatum* erschien untunlich, da bisher nur zwei Exemplare vorliegen und es nicht ausgeschlossen ist, daß sich Übergangsformen zu dem gleichaltrigen *Arnioceras* cf. *semicostatum* finden werden, so daß vorliegende Form als Variation jener aufgefaßt werden müßte.

Untersuchte Exemplare: 2.

---

[28]) Daß *Microderoceras Birchi* Sow. sp. in Norddeutschland vorkommt, geht z. B. auch aus Mitteilungen von SCHLÜTER (1866) und BRANDES (1912, S. 346, 363, 440) hervor, der bei Borlinghausen ein Fragment aus dieser Gruppe an der Grenze von Lias α und β, und zwar unter *Xipheroceras ziphus* und *planicosta*, fand. Dasselbe Lager hält die Form in Süddeutschland ein, vgl. QUENSTEDT 1883, S. 130, Taf. 18.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Vorkommen: Mit voriger Art zusammen in der Zone des *Xipheroceras planicosta* + *ziphus* von Bielefeld.

Coroniceras westfalicum spec. nov.

Taf. XX, Abb. 1—6, Textabb. 4, 5.

1866: ***Ammonites obliquecostatus*** SCHLÜTER. S. 43
cf. 1858: „ ***Kridion*** QUENSTEDT. Taf. **7**, 8
cf. 1883: „ ***Kridion*** QUENSTEDT. Taf. **11**, 5, 6
cf. 1889: ***Arnioceras kridioides*** HYATT. S. 171 pars, non Taf. **2**, 28
cf. 1895: ***Arietites rotiformis*** var. ***insulcata*** WAEHNER. Taf. **1**, 3, 4
cf. 1895: „ „ WAEHNER. Taf. **1**, 10; ausschließlich „schmale Abänderung mit engstehenden Rippen"
1895: ***Arietites rotiformis*** var. aff. ***Kridion*** WAEHNER. Taf. **1**, 5—9
1912: ***Arietites obliquecostatus*** BRANDES. S. 437
1922: „ ***westfalicus*** W. LANGE
1924: ***Coroniceras rotiforme*** var. ***westfalica*** W. LANGE. S. 188, 207.

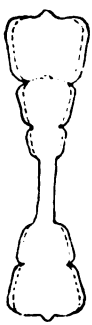


Abb. 4. *Coroniceras westfalicum* W. L., Querschnitt des Exemplars Nr. 4 der Tabelle (Slg. des Verf.)

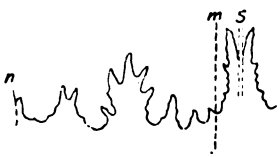


Abb. 5. *Coroniceras westfalicum* W. L., Lobenlinie des in Taf. XX 2 abgebildeten Exemplars bei 5 mm Wh., vergrößert (Slg. des Verf.)

A) Typ.

Nr.	Dm.	Nw.	Wh.	Wd.r	Wd.i	Rippenzahl	Abbildung	
	mm	mm	mm	mm	mm		Taf.	Abb.
1	21	11 (52)	5,3 (25)	7 (33)	5,6 (27)	23	XX	2
2	24	12,5 (52)	6,2 (26)	7,5 (31)	6,5 (27)	26	—	—
3	36	20 (55)	8,7 (24)	11,4 (32)	10 (28)	25, 21	XX	3
4	44	25 (57)	10 (23)	11,5 (26)	9,7 (22)	27, 23	—	—
5	48	28 (58)	11,3 (24)	11 (23)	9,8 (20)	28, 21	XX	4
6	51	29 (57)	12 (24)	13 (25)	11 (22)	31, 23	XX	5
7	62	34 (55)	15 (24)	14,5 (23)	12,5 (20)	36, 28	—	—
B) Var. ***elegantula*** v. nov. (schmale und dichtberippte Variation)								
8	25	12,5 (50)	7 (28)	7,8 (31)	7 (28)	30	—	—
9	32	17 (53)	8 (25)	8 (25)	7 (22)	30, 22	XX	6

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Sämtliche vorliegende Exemplare sind verki
kerne. Am ähnlichsten von bekannten Forme
neuen Art *Coroniceras rotiforme* Sow.

Eine besonders ausführliche Beschreibung vo
aus der Gruppe des *Coroniceras rotiforme* verd
WAEHNER (1891, 1895), der die Variationsbreite die
niederösterreichischen Gebiet kennen lehrte. Es
wesentlich folgende Eigentümlichkeiten, welche
auftretende westfälische Form auszeichnen und di
tive gedeutet werden können: verhältnismäßig
Anwachsen der Windungen, langanhaltendes u
Jugendstadium, die unten näher beschriebene
bzw. Spaltung der Rippen auf der Außenseit
bzw. seltene Ausbildung von Furchen und Neben
aus einer Verlängerung der Rippen hervorgehen,
nur ausnahmsweise deutliche Bildung der Au
und schließlich das häufige Vorkommen unsy
gelegener Sutur. Bezüglich des Anwachsens de
gen steht die neue Art in der Mitte zwischen dem
Coroniceras rotiforme und der var. *rotator* (REYNI
NER, bezüglich des Fehlens der Furchen ähne
var. *tardesulcata* und *insulcata* WAEHNER. Kei
Variationen zeigt aber die sechs erwähnten Eig
keiten zugleich und in gleicher Regelmäßigkei

Der Querschnitt der innersten Windungen
niceras westfalicum ist gerundet, breiter als hoch.
oder mit Auftreten der Rippen wird der Wind
schnitt subquadratisch, zunächst gleichfalls noch
hoch, späterhin etwa von 50 mm Durchmesse
nähernd so breit wie hoch. Die Involution der W
ist eine sehr geringe (s. Textabb. 4). Die innerste
gen bis zu einem Durchmesser von 8 bis 13 mm si
oder tragen nur weitstehende undeutliche radiale
und feine Anwachsstreifen, die sich am Außenb
nach vorn wenden und in der Mitte der Außens
rechtwinklig aufeinander stoßen (s. Taf. XX, Abb.
× 1,7). Die Involution ist gegen Windungsende d
blähung des Pyrits unkenntlich geworden). De
kiel ist schon in diesem frühen Entwicklungsst
ausgebildet; er beginnt als feine Kante bei mehre
suchten Exemplaren bei 2 bis 3 mm Windungs
wird oft von den Anwachsstreifen, auch noch in
Entwicklungsstadien, gekerbt. Von durchschnittli
Durchmesser an beginnt die Normalskulptur, bes

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

ziemlich weitstehenden, vom Nabel aus nach rückwärts gerichteten, auf den Flanken fast gerade bis schwach bogenförmig nach vorn geschwungenen Rippen, die auf den Flanken durchschnittlich radial stehen, aber auch leicht vor- oder rückgeneigt sein können. Die Richtung der Rippen zum Radius wechselt öfter beim selben Exemplar: (vgl. z. B. Nr. 5, Taf. XX, Abb. 4). Am Außenbug schwellen die Rippen in der Regel nur schwach keulenförmig, d. h. an Höhe und Breite, an, selten liegt flankenwärts von der Anschwellung bereits eine leichte Depression, so daß die Rippen geknotet erscheinen (z. B. Nr. 6, Taf. XX, Abb. 5). Dieser Knoten liegt stets in der Richtung der Rippe, niemals hinter oder auch vor dieser, wie bei WAEHNERS Abbildungen von *Arietites rotiformis*. Auf der Außenseite löst sich die Rippe in ein Bündel von nach vorn gerichteten Anwachsstreifen auf, so daß der hinterste des Bündels auf dem Kiel mit den gegenständigen einen stumpfen Winkel bildet, der vorderste zunächst etwa einen rechten; in späterem Wachstumsstadium bildet der vorderste einen zungenförmigen Bogen nach vorn, dessen Schenkel ein Stückchen dem Kiel parallel laufen. In der Regel ist nur bei jugendlichen Exemplaren das ganze Anwachsstreifenbündel zu sehen; bei älteren sind die Grenzstreifen stärker entwickelt auf Kosten der andern, so daß also eine Rippengabelung entsteht, wie sie WAEHNER besonders auf seiner Tafel 20 (1891, S. 259 ff.) bei einer Reihe von Exemplaren von *Coroniceras rotiforme*[29]) darstellt. Bei voll entwickelten Individuen des *Coroniceras westfalicum* ist nun meist entweder nur die hintere dieser externen Spaltrippen deutlich zu erkennen, die dann stumpfwinklig den Kiel kreuzt (z. B. bei Nr. 3 und 9, Taf. XX, Abb. 3 und 6), oder nur die vordere, die dem Kiel ein Stück parallel läuft (z. B. bei Nr. 5, Taf. XX, Abb. 4). Der Anblick dieser beiden Ausbildungsformen ist so verschieden, daß man bei geringerem Material an das Vorliegen zweier verschiedener Arten glauben möchte! Anscheinend biegt in höherem Alter auch die hintere Spaltrippe mehr nach vorn und in die Richtung der Nebenkiele ein. Aus der (vorderen) Spaltrippe entwickelt sich durch Verlängerung und Ineinander-

[29]) Auch einige andere Arieten zeigen eine Rippengabelung auf der Außenseite, z. B. *Arietites sinemuriensis* REYNÈS 1879, Taf. 28, *Coroniceras latum* HYATT 1889, Taf. 3, 23. *Arietites latus* (Hy.) SCHMIDT 1914, S. 27, *Arietites subsalinarius* WAEHNER 1891 S. 241, Taf. **16**, 1, 2.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

fließen der Nebenkiel. Diese Verhältnisse sind so zu erklären, daß das junge Tier in den Wachstumsstillstandsperioden nur einen kurzen Außenvorsprung, der der hinteren Spaltrippe entspricht, getragen hat, das ältere dagegen einen langen, der vorderen Spaltrippe entsprechenden. In dieser Entstehungsweise der Nebenkiele besteht ein grundsätzlicher Unterschied zu *Coroniceras rotiforme*, bei dem die Nebenkiele und Furchen nach WAEHNER unabhängig von den Rippen und dicht neben dem Mediankiel, oft schon in frühem Jugendstadium, angelegt werden. Es erscheint daher nicht sicher, ob vorliegende Form überhaupt zu *Coroniceras* gestellt werden darf, trotz der äußeren Ähnlichkeit, und nicht vielmehr einem anderen Arietenstamm angehört. Vermutlich dürften auch bei einigen anderen breitgefurchten Arieten die Nebenkiele auf entsprechende Weise entstehen, z. B. scheint das nach den Abbildungen bei WAEHNER der Fall zu sein bei seinem *Arietites multicostatus*. 1895, Taf. 2, 3, 4, 5, 6 (= *Ammonites bisulcatus* BRUG.). ebenso ist es vielleicht der Fall bei dem oben beschriebenen *Arnioceras* cf. *semicostatum*. Ob hierdurch genetische Zusammenhänge angedeutet werden, bleibe dahingestellt.

Bei *Coroniceras westfalicum* kommt es nun in der Regel nicht zur Ausbildung von Furchen und Nebenkielen, vielmehr ist die Außenseite abgeplattet, in höherem Alter leicht kantig gegen die Flanken abgesetzt und trägt einen auf ihrer Mitte aufgesetzten schmalgerundeten Mediankiel. Ausnahmsweise wurde auch eine dachförmig abgeschrägte Außenseite beobachtet, wie bei WAEHNER 1895, Taf. 1, 7, 8. Nur bei etwa 12% der untersuchten Exemplare von über 30 mm Durchmesser sind bereits breite und seichte Furchen und geschlossene Nebenkiele vorhanden. Die Furchen sind dann stets viel breiter als bei *Coroniceras rotiforme* von entsprechender Größe. Lediglich das Exemplar bei WAEHNER 1895, Taf. 1, 10, zeigt ebenso breite Furchen wie unsere Form, und hier gewinnt man aus der Zeichnung ebenfalls den Eindruck, daß die Nebenkiele durch Ineinanderfließen der Rippen entstanden sind. Ein solches gefurchtes Exemplar, das auch durch deutlichere Beknotung mit Depressionen vor den Knoten auffällt, ist Nr. 6, Taf. XX, Abb. 5, und Nr. 7 der Tabelle.

Die Lobenlinie (s. Textabb. 5) ist der von *Coroniceras rotiforme* ähnlich: langer Außenlobus, der den ersten Seitenlobus meist erheblich überragt; erster Seitenlobus gewöhnlich breit und niedrig, seltener schmal (Nr. 6, Taf. XX,

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Abb. 5). Auf diesen folgen ein niedriger zweiter Seitenlobus und meist zwei kleine Hilfsloben, die entweder radial angeordnet sind oder zur Naht hängen können (Nr. 5, Taf. XX, Abb. 4). Nicht selten enden Seitenloben zweispitzig, aber meist nur auf einer Seite der Schale (Nr. 1, 5, 6). Häufig, schätzungsweise in der Hälfte der beobachteten Fälle, liegt Außenlobus und Sipho asymmetrisch (Taf. XX, Abb. 2 und Textabb. 5), wie das auch WAEHNER bei *Coroniceras rotiforme* gelegentlich beobachtete (1895, Taf. 1, 4, 10). Bei Jugendexemplaren aus dem Eggegebiet, die unter dem Namen „*Arietites obliquecostatus*" mit anderen Jugendformen zusammen in den Sammlungen lagen, wurde solche Asymmetrie zur Regel. Man kann annehmen, daß *Coroniceras westfalicum* kriechender Lebensweise huldigte und dadurch die asymmetrische Lage der inneren Organe und des Sipho erwarb. Warum SCHLÜTER (1866)[30]) diese Formen mit *Am. obliquecostatus* ZIETEN (1830, Taf. 15, 1) identifizierte, unter welchem Namen sie seitdem in der Literatur laufen, z. B. bei STILLE (1899, 1904) und BRANDES (1912), ist nicht recht ersichtlich. Rückläufige Rippen kehren bei zahlreichen Arietenarten wieder und sind bei keiner von diesen als Artmerkmal verwertbar, auch bei vorliegender Form nicht sonderlich ausgeprägt. Die Asymmetrie der Sutur ist ebenfalls kein Merkmal für *Am. obliquecostatus*, wie BRANDES (1912) annahm, sondern wurde z. B. gerade auch von *Coroniceras rotiforme* beschrieben (s. WAEHNER 1895, Taf. 1, 4, 10) und kommt u. a. auch bei *Arietites (? Coroniceras) Cordieri* CANAV. vor (s. WAEHNER 1891, S. 197, Taf. 18, 2). *Am. obliquecostatus* ZIET. ist wohl kaum mit Sicherheit auf eine bestimmte Form beziehbar; nach WAEHNER (1891, S. 251, Note 4) ist er eine Form aus der Verwandtschaft des *Arietites (Vermiceras) Conybeari* SOW., von anderen, z. B. FUCINI (1902), wurde er zu *Arnioceras* gestellt.

Die Wohnkammerlänge von *Coroniceras westfalicum* beträgt etwa fünf Viertel Umgang. Die Art erreicht einen Durchmesser von etwa 150 mm, doch sind die größeren Exemplare stets verdrückt und teilweise oder ganz mit Pyrit überkrustet.

Als var. *elegantula* wurde eine schmalere und dichter berippte Form unterschieden, die im übrigen in allen Merkmalen mit dem Typ übereinstimmt (s. Taf. XX, Abb. 6 a, b).

---

[30]) Bzw. OPPEL, auf dessen Autorität hin SCHLÜTER zu dieser Identifikation veranlaßt wurde.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Auch bei var. *elegantula* finden sich nur als Seltenheit Außenfurchen und Nebenkiele. Var. *elegantula* ist verhältnismäßig seltener, etwa 16% der untersuchten Exemplare gehören zu ihr. Übergangsformen sind vorhanden. Gelegentlich wurde auch ein grobskulpturiertes, schmalwüchsiges Stück, wie z. B. Nr. 5 der Tabelle, Taf. XX, Abb. 4, sowie ein dichtberipptes, dickwüchsiges Stück beobachtet.

Der WAEHNERsche „*Arietites rotiformis* var. *insulcatus*" (1895, Taf. 1, 3, 4) ist unserer Form in mancher Beziehung ähnlich; die Rippen treten bei var. *insulcata* in früherem Jugendstadium auf und sind stärker geknotet, die Knoten liegen hinter der Rippenrichtung.

Verfasser trägt kein Bedenken, „*Arietites rotiformis* var. aff. *Kridion*" WAEHNER (1895, Taf. 1, 5—9) mit *Coroniceras westfalicum* zu identifizieren, obwohl auch diese Form in früherem Entwicklungsstadium Rippen erwirbt und etwas schneller anwächst; sonst ist die Übereinstimmung mit unserer Form eine vollkommene. Allerdings wurden nur Stücke beobachtet — von denen auch dem Verfasser eine Anzahl von Enzesfeld, Niederösterreich vorlagen — welche auf der Außenseite die hintere der Spaltrippen entwickelt haben, was jedoch durch jugendliches Alter der Stücke bedingt sein mag. Vielleicht gehört aber auch das von WAEHNER 1895, Taf. 1, 10, abgebildete, gefurchte Exemplar hierher, bei dem die vorderen Spaltrippen entwickelt zu sein und die Nebenkiele zu bilden scheinen. Dieses Exemplar ist nach der Abbildung stärker geknotet als *Coroniceras westfalicum*. Doch vermittelt das Taf. XX, Abb. 5, abgebildete westfälische Stück auch in dieser Eigenschaft zu dem WAEHNERschen. WAEHNER hält seine „var. aff. *Kridion*", die im niederösterreichischen Gebiet anscheinend seltener ist, lediglich für verkrüppelte oder im regelrechten Wachstum behinderte Stücke von *Coroniceras rotiforme*. *Coroniceras westfalicum* beherrscht dagegen in Westfalen die nach ihm benannte Zone völlig und tritt anscheinend nicht zusammen mit *Coroniceras rotiforme*-Typ auf; danach möchte Verfasser auch den entsprechenden niederösterreichischen Formen eine selbständige Bedeutung zukommen lassen. *Coroniceras rotiforme*-Typ liegt dem Verfasser aus der Bielefelder Gegend ebenfalls vor, und zwar aus den mächtigeren, etwas höher liegenden Kalkmergelbänken der Arietenstufe, die früher im Osten von Bielefeld als „Zementstein" gebrochen wurden. Das genaue Lager ist jedoch nicht bekannt.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Ammonites Kridion Quenstedt (1883, Taf. 11, 5, 6; 1858, Taf. 7, 8) = *Arnioceras kridioides* Hyatt 1889 (pars) zeigt auch einige Ähnlichkeit mit *Coroniceras westfalicum*, wächst aber wesentlich schneller an und ist auffallend weitläufig berippt. Einen genaueren Vergleich lassen die Abbildungen nicht zu. Hyatts Abbildung, Taf. 2, 18, hat steif endende Rippen und gehört nicht hierher.

Vorkommen und Lager: Unterste Arietenschichten im Egge—Teutoburgerwald-Gebiet. Oldentrup: Schicht 20 selten, Schicht 21—23 sehr häufig, Schicht 25 selten (vgl. W. Lange 1922).

Ammonites bisulcatus wurde nicht zusammen mit *Coroniceras westfalicum* beobachtet, sondern tritt erst in hangenderen Schichten auf; bei Oldentrup z. B. etwa $^1/_2$ km nordwestlich der Hagemannschen Grube, in der früher Bökemeyerschen, jetzt städtischen Ziegeleitongrube in Sieker bei Bielefeld, zusammen mit andern, ebenfalls schneller anwachsenden großwüchsigen Arieten. *Arnioceras geometricum* fehlt in beiden Aufschlüssen und kommt erst noch weiter im Hangenden, z. B. in der Gegend des Kleinbahnhofes Bielefeld, vor.

Untersuchte Exemplare: etwa 200.

Coroniceras westfalicum W. Lange, krank.

Taf. XX, Abb. 7a—c. 1,7 × nat. Größe.

Es liegt ein kleines Exemplar (Steinkern) von 14 mm Durchmesser vor, das in der Seitenansicht *Coroniceras westfalicum* gleicht mit dem Unterschied, daß die Rippen bereits auf $1^1/_2$ Windungen kräftig ausgebildet sind wie bei dem niederösterreichischen Typ, während die normalen norddeutschen Exemplare ein länger andauerndes „glattes" Jugendstadium haben. Die Rippen, 22 auf dem letzten Umgang, schwellen nach der Außenseite hin an, ohne deutlich abgesetzte Knoten zu tragen. Von außen gesehen laufen die Rippen zunächst unter Abschwächung und sehr geringer Vorbiegung bis zur Mitte, wo sie mit der Gegenrippe sehr stumpfwinklig zusammentreffen. Auf dem letzten halben Umgang erbreitern sie sich auf der Außenseite zu einer erhabenen Dreiecksplatte, deren schwach eingebogene Basis der hinteren Spaltrippe, deren Vorderkanten den vorderen Spaltrippen von *Coroniceras westfalicum* entsprechen, wie an der Übergangsstelle deutlich zu sehen ist. Der Kiel, welcher sonst schon vor Ausbildung der Rippen auftritt,

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

fehlt. Der letzte halbe Umgang erinnert von außen an *Am. planicosta* Sow. oder *caprarius* Quenst., der vorletzte halbe Umgang an *Am. bifer* Quenst. Gegen Windungsende wird die Krüppelnatur völlig deutlich, da auf der linken Seite eine Rippe aussetzt, während von der rechten hier die dem freien Raum gegenüberstehende Rippe außenseits diagonal an die schon besetzte vorhergehende der linken Seite Anschluß findet; danach folgt vor Röhrenende noch eine *bifer*-Rippe.

Die Lobenlinie gleicht der von *Coroniceras westfalicum*; der Außenlobus ist länger als der erste Seitenlobus und liegt median. Die Wohnkammer fehlt.

Das Stück bietet besonderes Interesse wegen seiner außerordentlichen Ähnlichkeit mit β-Formen *(Xipheroceras)*. Eine geringe Anomalität oder Verletzung der Außengegend genügte, um sonst doch so verschiedene Formen, die verschiedenen Stammreihen angehören, morphologisch einander bis zur Verwechslungsmöglichkeit anzugleichen. Gleichzeitig mahnt das Stück den Feldgeologen zur Vorsicht bei Fossilbestimmungen! Daß es mit β-Formen der *Xipheroceras*-Gruppe nichts zu tun hat, zeigt sofort die Betrachtung der Lobenlinie.

Vorkommen: Zone des *Coroniceras westfalicum*, Schicht 21, Oldentrup.

Ähnliche pathologische Stücke mit ägoceraten Rippen bildet Hyatt von *Coroniceras rotiforme* ab (1889, Taf. **3**, 7, 11—13), vgl. ferner *Am. longidomus aeger* Quenst. 1883. Einige alpine Arieten zeigen jedoch auch einen ähnlichen Rippentyp normalerweise im Jugendstadium vor der Entwicklung des Kiels, z. B. *Arietites Coregonensis* (Sow.) Waehner 1888, S. 311, Taf. **22**, 3, 4; **23**, 2, 3; **24**, 2, 3, 4.

Kiel sowie Furchen und Nebenkiele haben augenscheinlich die Bedeutung der Versteifung des bei den Arieten — und ebenso bei andern gekielten Ammoniten, z. B. den Harpoceraten — sich herausbildenden Externvorsprungs des Mundsaums nach dem Wellblechprinzip. Fehlt dieser infolge Verletzung oder Krankheit, so bilden sich auch die Rippen zu primitiveren Typen zurück, wie sie uns bei manchen Psiloceraten *(Waehneroceras)*, bei den Jugendwindungen einiger Arieten und bei den späteren Aegoceraten entgegentreten. Dasselbe ist bei pathologischen Schlotheimien, Amaltheen, Harpoceraten usw. der Fall.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Coroniceras pseudophioides spec. nov.

Taf. XXI, Abb. 1—3, Textabb. 6a, b, 7.

1889: ***Vermiceras ophioides*** Hyatt. S. 160, Taf. **1**, 21—23 (non d'Orbigny)

1922: ***Arietites*** cf. ***Cordieri*** (Canav.) W. Lange

cf. 1891: ***Arietites Cordieri*** (Canav.) Waehner. S. 250, Taf. **17**, 1—4; **18**, 1—6.

A) Typ.

Nr.	Dm.	Nw.	Wh.	Wd.r	Wd.i	Rippenzahl	Abbildung
	mm	mm	mm	mm	mm		Taf. Abb.
1	11 (100)	4,6 (42)	3,0 (27)	3,9 (35)	3,7 (34)	31	
2	20 (100)	10,0 (50)	5,3 (27)	6,7 (34)	6,0 (30)	35	XXI 2
3	21 (100)	10,3 (49)	6,0 (29)	7,1 (34)	6,2 (30)	36, 30	
4	22 (100)	11,2 (51)	5,5 (25)	6,3 (29)	5,4 (25)	etwa 34, 30	
5	23 (100)	13,0 (57)	5,5 (24)	7,5 (33)	6,5 (28)	40, 37	
6	35 (100)	19 (54)	8,1 (23)	10,3 (29)	9,1 (26)	etwa 37, 35	XXI 3
	B) var. ***hexagona*** nov. Taf. XXI, Abb. 4a, b.						
7	32 (100)	16,8 (53)	8,7 (27)	9,8 (31)	8,7 (27)	35, 32	XXI 4
	C) mut. ***postera*** nov.						
8	22 (100)	12 (55)	5,5 (25)	6,8 (31)	5,7 (26)	31, 27	
9	31 (100)	19 (61)	6,5 (21)	9,1 (29)	7,8 (25)	etwa etwa 40, 38	
	D) Hyatt 1889. Taf. I, 21.						
—	23 (100)	13,2 (57)	6,5 (28)	8 (35)	—	38, 31	

Sämtliche untersuchten Exemplare sind verkieste Steinkerne.

Die innersten 2 bis $2^1/_2$ Windungen sind bis auf die Anwachsskulptur glatt. Die Anwachsstreifen verlaufen wie bei vorbeschriebener Art, d. h. auf den Flanken radial, außen stark vorläufig. Der Windungsquerschnitt ist gerundet. Dann treten, etwa bei 3—5 mm Scheibendurchmesser, Radialfältchen auf, die alsbald in die normalen, dicht stehenden Rippen übergehen. Ausnahmsweise kommt es vor, daß die zuerst ausgebildeten Rippen bei weiterem Anwachsen nochmals verschwinden und die Windung vorübergehend wieder glatt wird, bis dann bei 10 mm Scheibendurchmesser die endgültige Skulptur erscheint. Auf der Außenseite lösen sich die Rippen der Jugendform in Anwachsstreifen auf, die nach vorn gerichtet sind und in der Medianebene etwa senkrecht aufeinander zulaufen; außer den durch Spaltung gebildeten sind auch einge-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

schobene Anwachsstreifen vorhanden. Der Kiel tritt als feine Kante etwas früher als die Rippen oder etwa gleichzeitig, bei einem der untersuchten Exemplare jedoch etwas später auf und ist zunächst durch die Anwachsstreifen

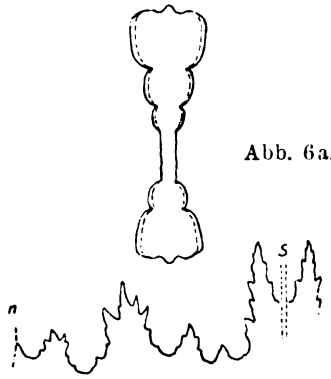


Abb. 6a.

Abb. 6b. *Coroniceras pseudophioides* W. L. Querschnitt und Lobenlinie des in Taf. XXI 3 dargestellten Exemplars, Lobenlinie bei 7 mm Wh., vergrößert. (Slg. des Verfassers)

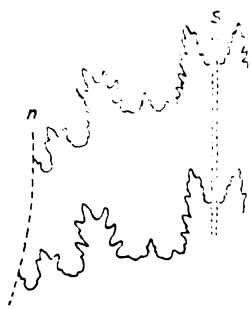


Abb. 7. *Coroniceras pseudophioides* W. L., ungewöhnliche Lobenlinie des in Taf. XXI 2 dargestellten Exemplars bei 5 mm Wh., vergrößert. (Slg. des Verfassers)

gekerbt. Einen halben Umgang nach seinem Beginn ist der Kiel deutlich von der Außenseite abgesetzt und die Nebenkiele erscheinen als feine Kanten, und wieder einen

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

halben Umgang weiter, etwa bei 3,5 mm Windungshöhe, sind bereits eingesenkte Furchen und deutlich abgesetzte Nebenkiele vorhanden.

Nach voll entwickelter Skulptur wird der ursprünglich gerundete Windungsquerschnitt rechteckig, breiter als hoch. Bezüglich der Windungsverhältnisse besteht eine nicht unerhebliche Variabilität, wie schon aus der Maßtabelle hervorgeht; insbesondere kommen schmalere Exemplare vor, wie z. B. Nr. 4 der Tabelle. Nr. 3 ist dagegen besonders hochmündig, Nr. 5 verhältnismäßig weit genabelt. Der letzte $^1/_4$-Umgang des Exemplars Nr. 6, Taf. XXI, Abb. 3 ist durch Kiesaufblähung angeschwollen und wurde nicht mit gemessen. Die Involution ist sehr gering.

Die Rippen der erwachsenen Form laufen leicht bogenförmig, radial bis rückwärts, seltener nach vorn gerichtet über die Flanken und schwellen am Außenbug an Höhe und Breite auch absolut an, ohne aber Knoten zu entwickeln. Auf der Außenseite wenden sie sich energisch nach vorn und münden, abgeschwächt, etwa unter einem Winkel von 45° in die Nebenkiele. Rippenspaltung, wie bei *Coroniceras westfalicum*, wurde ebenfalls gelegentlich bei noch jugendlicheren Exemplaren beobachtet. Die Rippen stehen ziemlich dicht, der erste berippte Umgang trägt etwa 30, die folgenden beiden tragen 35—40 Rippen. In den Furchen zwischen den Kielen sind öfter noch die nach vorn gerichteten Anwachsstreifen zu verfolgen. Die Nebenkiele der erwachsenen Form sind ebenso wie der sie überragende Hauptkiel stark erhaben, die Furchen tief eingesenkt, zunächst sehr schmal, in höherem Alter etwas breiter.

Die Lobenlinie ist typisch arietoid (s. Textabb. 6 b), der Außenlobus ist am längsten und lagert seine Spitzen in die Furchen. Im breiten Außensattel entwickelt sich die laterale der beiden Primärinzisionen viel kräftiger als die externe zu einem Adventivlobus, wie unter anderem bei „*Vermiceras ophioides*" Hyatt und *Arietites Cordieri* bei Waehner. Der Lateralsattel hat etwa die Höhe des Außensattels oder überragt ihn wenig. Bei der erwachsenen Form sind außer dem zweiten Seitenlobus noch drei Umschlagloben entwickelt, von denen einer innen, einer außen und der jüngste in der Nähe der Naht liegt. Ganz ungewöhnlich verläuft die Sutur bei dem Exemplar Nr. 2 (Taf. XXI, Abb. 2, und Textabb. 7), indem sie nach der Naht zu stark vorspringt. Es ist das wohl nur eine individuelle Abnormität.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Die Wohnkammerlänge beträgt anscheinend etwa einen Umgang oder mehr.

Var. *hexagona*; Taf. XXI, Abb. 4, Textabb. 8 a, b, unterscheidet sich vom Typ dadurch, daß die Außenseite nicht flach, sondern dachförmig abgeschrägt erscheint (s. Querschnitt Textabb. 8 a). Die Rippen sind infolgedessen in

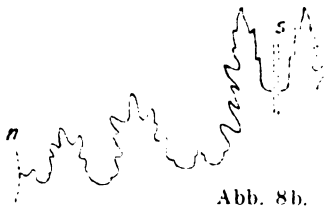


Abb. 8 b.

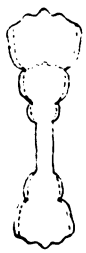


Abb. 8 a. *Coroniceras pseudophioides* var. *hexagona* W. L., Querschnitt und Lobenlinie des in Taf. XXI 4 dargestellten Exemplars, Lobenlinie bei 6 mm Wh., vergrößert. (Slg. des Verfassers)

der Seitenansicht kürzer. Die Abmessungen wurden wegen Aufblähung des Röhrenendes $^1/_4$ Umgang zurückentnommen. Die Rippen sind niedriger als beim Typ, besonders auf der abgeschrägten Außenseite sehr schwach und lassen teilweise noch auf dem äußeren Umgang eine externe Gabelung erkennen. Sie stehen sich z. T. auf beiden Seiten nicht gegenüber, sondern alternieren. Die Lobenlinie (Textabbildung 8 b) hat einen besonders langen Außenlobus. In allen übrigen Eigenschaften gleicht das — einzige — Stück dem Typ.

Mut. *postera* nov., von der nur zwei Exemplare vorliegen, fällt auf durch besonders weiten Nabel und niedrige Windungshöhe, die bei dem kleineren Stück Nr. 8 noch

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

kaum, bei dem größeren Nr. 9 stark in Erscheinung tritt. Ferner sind die Rippen außen etwas weniger vorgezogen, sie enden also etwas steifer. In allen andern Merkmalen stimmt die Mutation mit dem Typ überein. Sie stammt aus etwas höherer Lage als die typischen Exemplare, und zwar aus den tieferen Schichten der ehemals Bökemeyerschen, jetzt städtischen Ziegelei in Sieker bei Bielefeld.

Hyatts Abbildung und Beschreibung seines *Vermiceras ophioides* von Semur stimmt recht gut mit unserer Form überein, insbesondere liegen die Maßzahlen innerhalb der Variationsbreite unserer Art und ist die Skulptur in ebenderselben Weise entwickelt. Von den beiden abgebildeten Suturen stimmt Fig. 22 mit unseren überein, nur ist der Seitensattel bei den westfälischen Exemplaren gewöhnlich etwas tiefer, während Abb. 23 in der Nahtgegend abweicht.

Mit d'Orbignys *Ammonites ophioides* (1842, S. 241, Taf. **64**, 3—5) hat Hyatts Form nur wenig Ähnlichkeit. d'Orbigny gibt folgende Maßzahlen an:

Dm.: 29 mm; Nw.: 57 %; Wh.: 20 %; Wd.: 20 %.

Die Form wächst also viel langsamer an und ist viel schmächtiger, wie auch die Abbildung zeigt; ihre Rippen stehen viel dichter, nach d'Orbigny 57 auf dem letzten Umgang, beginnen früher — bereits bei 2 mm Nabelweite — und enden von außen gesehen steif. Diesem näher kommende Formen wurden von Waehner (1888, S. 305, Taf. **25**, 4—6; **26**, 1) und Fucini (1902, S. 138, Taf. **12**, 10, 11) beschrieben, die in der Tat typische Vermiceraten sind. Fucinis Form wächst noch langsamer an als d'Orbignys (Wh. = Wd. = 17—18% vom Dm.).

Arietites Cordieri (Canav.) Waehner ist unserer Form außerordentlich ähnlich. Die Maßverhältnisse der kleineren, von Waehner angeführten Exemplare liegen innerhalb des Variationsbereichs der unseren und erscheinen durchschnittlich ein wenig schmaler. Verlauf und Anzahl der Rippen stimmen ebenfalls überein, ebenso schwellen sie nach außen nach Abbildungen und Beschreibung an Höhe und Breite an. Auch die Lobenlinie ist nicht wesentlich verschieden. Als Unterschied, der eine Vereinigung doch nicht sicher begründet erscheinen läßt, sei hervorgehoben, daß die Rippen sich bei *Coroniceras Cordieri* außen noch erheblich stärker nach vorn wenden: siehe besonders Waehner Taf. **18**, 1 c, das typisch sein soll! Ferner erscheinen Kiel und Furchen bei *Coroniceras Cordieri* etwas später als bei

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

pseudophioides, und die Außenseite ist mehr dachförmig ausgebildet, während sie bei *Coroniceras pseudophioides* Typ abgeplattet ist. Es verdient Interesse, daß sich eine *Coroniceras Cordieri* so nahe stehende Form in Norddeutschland gefunden hat, da WAEHNER meint, daß diese Formengruppe auf das mediterrane Becken beschränkt sei, und als nächste Verwandte des nordeuropäischen Liasmeers *Vermiceras spiratissimum* und *Conybeari* anspricht. Diese, die in Nordeuropa augenscheinlich tiefer liegen und in Westfalen — Norddeutschland? — fehlen, fehlen auch ebenso wie *Vermiceras longidomus* Qu. und *latisulcatum* Qu. im nordöstlichen Mediterrangebiet (WAEHNER 1891, S. 251). Eine reiche Vermiceras-Fauna wurde andererseits bald nach Abschluß der WAEHNERschen Arbeit von Mte. di Cetona bekannt (FUCINI 1901—1903). Es zeigt sich also hier wieder, daß Rückschlüsse auf verwandtschaftliche Beziehungen und stammesgeschichtliche Entwicklung erst zulässig sind, nachdem alle Gebiete hinreichend genau stratigraphisch-paläontologisch untersucht sind. Daran fehlt es aber auch heute noch sehr!

Untersuchte Exemplare: 60 Typ, 1 var. *hexagona*, 2 mut. *postera*.

Vorkommen: Zone des *Coroniceras westfalicum*, Egge — Teutoburgerwald-Gebiet. Oldentrup: Schicht 21, 23. Mut. *postera:* im Hangenden dieser Zone, in den tieferen Schichten mit *Coroniceras bisulcatum* von Sieker bei Bielefeld.

[Manuskript eingegangen am 29. Mai 1925.]

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Schriften-Nachweis.

1812—46 Sowerby, Mineral Conchology of Great Britain I—VII.
1830 Zieten, Versteinerungen Württembergs.
1842—51 d'Orbigny, Paléontologie Française, Ter. jurass.
1847 Dunker, Über die im Lias bei Halberstadt vorkommenden Versteinerungen. Palaeontographica I.
1849 Quenstedt, Cephalopoden.
1850 d'Orbigny, Prodrome I, Ter. jurass.
1853 Rolle, Versuch einer Vergleichung des norddeutschen Lias mit dem von Schwaben. Dissert. Tübingen.
1856 v. Hauer, Über die Cephalopoden aus dem Lias der nordöstlichen Alpen. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. 11, Wien.
1856—58 Quenstedt, Der Jura.
1856—58 Oppel, Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschland.
1857 Rolle, Über eine an der Grenze von Keuper und Lias in Schwaben auftretende Versteinerung. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., XXVI.
1859 Deffner und Fraas, Die Jurasenkung bei Langenbrücken. N. Jahrb. f. Min.
1862 Oppel, Über jurassische Cephalopoden. Pal. Mitt. d. bayr. Staates.
1864—67 Dumortier, Et. paléont. s. l. depôts jurass. d. bassin d. Rhône I, II.
1865 Schlönbach, Beitr. z. Paläont. der Jura- und Kreideformation. Palaeontographica XIII.
1865 Heer, Urwelt der Schweiz.
1866 Schlüter, Die Schichten des Teutoburger Waldes bei Altenbeken. Diese Zeitschr., S. 35.
1867 Moesch, Der Aargauer Jura. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Bern.
1870 v. Fritsch, Vorstudien über die jüngeren mesozoischen Ablagerungen von Eisenach. N. Jahrb. f. Min., S. 385.
1871 Brauns, Der untere Jura.
1875 v. Koenen, Über Lias von Lauterbach am Vogelsberg. Diese Zeitschr., S. 706.
1878—79 Bayle et Zeiller, Explic. d. l. carte geol. d. l. France. Vol. IV. Taf. 65.
1878—86 Wright, Monograph Lias Ammonites. Mon. Pal. Soc.
1879 Neumayr, Z. K. der Fauna des unteren Lias in den Nordalpen. Abhdl. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien.
1879 Reynès, Monographie des Ammonites.
1882 Canavari, Beitr. zur Fauna des unteren Lias von Specia. Palaeontographica **29**, 167.
1883 Canavari, Atti Soc. Tosc. sc. nat. Proc. verb. III, 279.
1882—98 Waehner, Beitr. z. K. d. tief. Zonen des unteren Lias der nordöstlichen Alpen. Beitr. öster. II—XI.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

1883—85 Quenstedt, Ammon. des schwäbischen Jura. I.

1886 Waehner, Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias. Verh. d. k. k. Reichsanst.

1888 Canavari, Contrib. a. Fauna del Lias inf. di Specia. Mem. d. carta geol. d'Italia. III, 2.

1889 Monke, Die Liasmulde von Herford. Verhdl. d. nath. Ver. Bonn f. 1888.

1889 Hyatt, Genesis of the Arietidae.

1893a Pompeckj, Paläontol. Beziehungen zwischen den untersten Liaszonen der Alpen und Schwabens. Württ. Jahresh. 49. XLII.

1893b Pompeckj, Beitr. zu einer Revision der Ammon. des schwäbischen Jura. Württ. Jahresh. **49**. 151.

1898 S. Buckman, On the Grouping of some Divisions of so called „Jurassic" time. Qu. J. g. S. **54**. 442.

1899 Stille, Der Gebirgsbau des Teutoburger Waldes zwischen Altenbeken und Detmold. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1899. II. 3.

1900 Holland, Über alpine Formenreihen von Psiloceras aus Schwaben. Württ. Jahresh. **56**. 498.

1900 Bonarelli, Cefalopodi sinemur. dell'Apenino centr. Pal. Ital. V. 55.

1900 Uhlig, Über eine unterliasische Fauna aus der Bukowina. Abh. d. naturw. med. Ver. f. Böhmen, Lotos, Prag.

1900 Hyatt, Cephalopoda in Zittel-Eastman, Text-Book of Paläont.

1900 Haug, E., Revue critique de Paléozoologie. Céphalopodes

1901—03 Fucini, Cefalopodi liassici del Monte di Cetona. Pal. Ital. VII—IX.

1902 v. Koenen, Die Ammonitiden des norddeutschen Neocom. Abhdl. d. Preuß. Geol. Landesanst.

1904 Stille, Erläuterungen zu Blatt Lichtenau und Altenbeken der geol. Karte von Preußen 1:25 000.

1906 S. Buckman, Some Lias Ammonites. Proc. Cottesw. Nat. Field Club XV. 231.

1907 Harbort, Ein geologisches Querprofil d. d. Kreide-, Jura- und Triasform. des Bentheim-Isterberger Sattels. v.-Koenen-Festschr., Stuttgart.

1908 Engel, Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. 3. Aufl.

1908 Epstein, ***Psiloceras Baltzeri*** nov. sp. aus den Angulatenkalken von Vaihingen. Württ. Jahresh. **64**. 420.

1909—23 S. Buckman, Yorkshire Type Ammonites. Bd. I. 1909 bis 12. Bd. II. 1913—19. Type Ammonites. Bd. III. 1919—21. Bd. IV. 1922—23.

1910 Finckh, Die Horizonte des *Psil. subangulare* Opp. und *Psil. Hagenowi* Dunk. im unteren Lias von Stuttgart. Württ. Jahresh., S. 164.

1912 Brandes, Th., Die faz. Verh. des Lias zwischen Harz und Eggegebirge. N. Jahrb. f. Min., Bb. 33.

1912 Glaessner, Beitr. z. K. d. hessischen Jurarelikte. Diss. Marburg.

1913 Schmierer, Notizen zur Stratigraphie des Lias und Dogger von Balingen. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., **34**. 715.

Digitized by Google

Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

1914 HARBORT, Erläuterung zu Blatt Süpplingen d. geol. Karte von Preußen. Geol. Landesanst. Berlin.
1914 SCHMIDT, E. W., Die Arieten des unteren Lias von Harzburg. Palaeontographica **61**, 1.
1914 v. PIA, Unters. über die Gattung *Oxynoticeras*. Abhdl. d. k. k. Reichsanst. 23.
1914 SPATH, The Development of Tragoph. Loscombi. Qu. J. G. S. **70**, 336.
1914—15 JAWORSKI, Beitr. z. K. des Jura in Südamerika. N. Jahrb. f. Min., Bb. **37**, 285; **40**, 364.
1917 TILMANN, Die Fauna des mittleren und unteren Lias in Nord- und Mittelperu. N. Jahrb. f. Min., Bb. **41**, 628.
1918 TRUEMAN, The Lias of South Lincolnshire. Geol. Mag. S. 64.
1918 S. BUCKMAN, Jurassic Chronology. I. Lias. Qu. J. G. S. **73**, 257.
1919 SALFELD, Ausgest. der Lobenlinie bei Jura- und Kreide-Ammoniten. Nachr. d. Ges. d. Wiss. Göttingen, math.-naturw. Kl.
1919 SPATH, Notes on Ammonites. Geol. Mag. S. 65, 115, 170.
1920 WEIGELT, Die Flachmeerräume und die Gesetzmäßigkeiten ihres geologischen Baues. Diese Zeitschr. **72**. Mon. *274*.
1920 EHRAT, Die Rätform. und Rät-Liasgrenze in Schwaben. Diss. Tübingen.
1921 KLÜPFEL, Der Lothringer Jura. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. **39** (für 1918 II), 165.
1922 RÜGER, Die Rät-Lias-α-Ablagerungen der Langenbrückener Senke. Diss. Heidelberg.
1922 SCHMIDT, M., Bemerkenswerte Ammonitenfunde im schwäb. Unterlias. Württ. Jahresh. **78**, XIX.
1922 LANGE, W., Über den untersten Lias der Herforder Mulde. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. **42** (1921), 461.
1922 TRUEMAN, The Use of Gryphaea in the Correlation of the Lower Lias. Geol. Mag. **59**, 256.
1922 SPATH, On Lower Lias Ammonites from Skye. Geol. Mag. **59**, 170.
1923 THOMAS, Genetische Betracht. über die Lias- und Neocomablagerungen am Fallstein und ihre Eisenerze. Jahrb. d. Hall. Verb. f. d. Erforsch. d. mitteld. Bodensch. **4**, 74.
1923 JAWORSKI, Andine Trias-, Lias- und Doggerfauna. Geol. Rundsch. **14**, 83.
1923 PRATJE, Der Fossilinhalt der Rät- und Liasreste am westlichen Schwarzwaldrande. Geol. Archiv I, 195.
1923 TUTCHER, Some Recent Exposures of the Lias and Raetic about Keynsham. Proc. Bristol Nat. Soc. IV. Ser. V (f. 1922), 268.
1923a SPATH, The Ammonites of the Shales with „Beef". Qu. J. G. S. **79**, 66.
1923b SPATH, On Ammonites from New Zealand. Qu. J. G. S. **79**, 286.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

1924 Rüger, Versuche einer Paläogeographie der süddeutschen Länder an der Trias-Jura-Wende. Hab.-Schrift Heidelberg.

1924a Pratje, Die Juratransgression im Ber. von Schwarzwald und Vogesen. Frankfurt a. M.

1924b Pratje, Lassen sich Wanderungen der Leitammoniten im Lias α zwischen Schwäbischer Alb und Schweizer Jura nachweisen? Centralbl. f. Min., S. 345.

1924a Vollrath, Die Transgression des Jurameers zwischen Schwäbischer Alb und Schweizer Jura. Centralbl. f. Min., S. 18, 53, 71.

1924b Vollrath, Lias α im oberen Donau-Neckargebiet. Centralbl. f. Min., S. 665, 686.

1924 Schmidt, M., Das Liasprofil von Pfohren bei Donaueschingen. Centralbl. f. Min., S. 341.

1924 Lange, W., Über die Psilonotenstufe und die Fauna des unteren Lias Norddeutschlands. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. **44** (1923), 177.

1924 Lang, W. D., The Blue Lias of the Devon and Dorset Coast. Proc. Geol. Ass. **35**, 169.

1924 Spath, The Ammonites of the Blue Lias. Proc. Geol. Ass. **35**, 186.

1925 Schmidt, M., Ammonitenstudien. Fortschr. d. Geol. u. Paläont. Heft 10.

1925 Richter, R., Über die Benennungsweise der Typen und über offene Namengebung. Senckenbergiana VII, 102.

Digitized by Google

Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Tafel-Erklärungen.

Tafel XVIII.

Abb. 1 a, b. *Schlotheimia depressa* (Qu.) Waehner var. *princeps* (S. Buckm.) em. Filder bei Stuttgart; aus Sammlung L. v. Buch, Original im Berliner Museum für Naturkunde. Seite

Abb. 2 a, b. *Arnioceras* cf. *semicostatum* Y. u. B.; Lias β_1, Ziphus-Schichten, Gesellschafts-Ziegelei an der Ziegelstraße, Bielefeld; Sammlung des Verfassers. Abb. 2b zeigt Alternieren der gegenständigen Rippen. Seite

Tafel XIX.

Abb. 1 a, b. *Arnioceras* cf. *semicostatum* Y. u. B.; Lias β_1, Ziphus-Schichten, Gesellschafts-Ziegelei an der Ziegelstraße, Bielefeld; Sammlung des Verfassers. Seite

Abb. 2 a, b, c. *Arnioceras* cf. *fortunatum* S. Buckman; Lias β_1, Ziphus-Schichten, Gesellschafts-Ziegelei an der Ziegelstraße, Bielefeld; Sammlung des Verfassers. Seite

Tafel XX.

Coroniceras westfalicum spec. nov. Lias $\alpha \cdot 3 \cdot a$, Schicht 21, Oldentrup; Sammlung des Verfassers. Seite

Abb. 1 a. Jugendexemplar, natürl. Größe.

Abb. 1 b, c. Dasselbe, vergrößert (× 1,7).

Abb. 2 a—c. Jugendexemplar mit asymmetrischer Sutur.

Abb. 3 a, b. Typisches Exemplar, zeigt die hinteren externen Spaltrippen.

Abb. 4 a, b. Typisches Exemplar, die verlängerten vorderen Spaltrippen beginnen sich zum Nebenkiel zu schließen. Wechselnde Rippenrichtung auf den Flanken des vorletzten und letzten Umgangs!

Abb. 5 a, b. Exemplar mit stark entwickelten Außenfurchen und Nebenkielen und deutlicher Bildung von Außenknoten.

Abb. 6 a, b. var. *elegantula* var. nov.; schmale und dicht berippte Variation.

Abb. 7 a—c. Krankes Exemplar mit Rippen vom Bifer-Typ (Abb. 7 b) bzw. Planicosta-Typ (Abb. 7 c); vergrößert (× 1,7).

Tafel XXI.

Abb. 1—4. *Coroniceras pseudophioides* spec. nov. Lias $\alpha \cdot 3 \cdot a$, Schicht 21—23, Oldentrup; Sammlung des Verfassers. Seite

Abb. 1—3: Typ; Abb. 2 a, b: Ungewöhnlich an der Naht vorspringende Sutur.

Abb. 4 a, b: *var. hexagona* var. nov.

Abb. 5 a, b. *Schlotheimia stenoryncha* var. *complanata* (v. Koen.) em. Lias α_2, Osterwald. Original zu *Schlotheimia complanata* v. Koenen, 1902, Taf. 7, 4—6; Geolog. Institut Göttingen.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Nachtrag (bei der Korrektur).

Über Lias β Norddeutschlands.

Nach Abschluß vorliegender Arbeit erschien eine Arbeit von H. Frebold: „Über cyklische Meeressedimentation, tektonische, biostratigraphische und paläontologische Studien im Rahmen einer paläogeographischen Untersuchung des Lias β" (Leipzig 1925), zu der hier kurz Stellung genommen werden soll, da sie die vorliegende Arbeit in einigen Punkten berührt.

Die von Frebold auf Taf. I gegebenen Bilder der undatorischen Bewegungen Mesoeuropas zur Lias-β-Zeit entsprechen nicht den natürlichen Verhältnissen. Das nordwestdeutsche Liasmeer erscheint hier als kleiner Anhang an das schwäbische, das während des Lias β, abgesehen von einer vorübergehenden Trockenlegung ausgangs der *Planicosta*-Zeit, in ständigem Zusammenhang über die vindelizische Barre hinweg mit der Tethys steht. Nun ist aber die Übereinstimmung der nordwestdeutschen Liasbildungen mit denen Englands und auch Frankreichs so groß, daß wir uns diese Gebiete im wesentlichen als ein großes, zusammenhängendes, wenn auch flaches (epikontinentales) Nordmeer denken müssen. Demgegenüber ist das schwäbische Liasbecken ein kleines, nicht selten Besonderheiten zeigendes Gebiet, das in öfter behinderten, relativ unvollkommenen Zusammenhängen mit jenem gestanden hat; die Verschiedenheiten des schwäbischen Liasmeeres gegenüber der Tethys sind so groß, daß an einen direkten Zusammenhang mit dieser über Vindelizien kaum zu denken ist. Es ist vielmehr umgekehrt höchst wahrscheinlich, das schwäbische Liasmeer als ein Annex an das so viel bedeutendere Nordmeer zu knüpfen, von dem aus es, teils von N durch die Hessische Straße, teils von W über Lothringen, gleichzeitig oder zeitweise einzeln mit Faunen beliefert wurde. Der Zusammenhang mit der Tethys ist dann weiter westlich, etwa in Südfrankreich, zu suchen.

Im einzelnen bedürfen noch folgende Irrtümer Frebolds, die für seine Beweisführung von Wichtigkeit sind, der Richtigstellung: *Am. Birchi*, *Am. lacunatus*, *Am. bifer* und *Am. oxynotus* fehlen nach Frebold in Nordwestdeutschland.

Microderoceras Birchi Sow. ist aus Norddeutschland mehrfach bekannt geworden, wie auf Seite 506 dieser Arbeit dargelegt wurde (cf. Frebold, S. 15, 17 usw.).

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Formen aus der Gruppe des *Angulaticeras lacunatum* J. Buckm., nämlich *Angulaticeras* cf. *rumpens* Opp., kommen ebenfalls in Norddeutschland, wenn auch selten, vor (vgl. v. Seebach, Der hannoversche Jura, 1864, S. 135; W. Lange 1924, S. 204; Frebold, S. 16, 20 usw.).

Aegoceras biferum Quenst. (Amm. Taf. 22, 7—12) kennt Verfasser von Ölber bei Baddeckenstedt (Sammlung Reitemeyer, Goslar), und zwar das „echte" *Aegoceras biferum* mit fast glattem „Rücken", nicht das dem Verfasser ebenfalls wohlbekannte spätere *Aegoceras subplanicosta* Opp. (cf. Frebold, S. 16, 20 usw.).

Oxynoticeras oxynotum Quenst. wird von A. Bode (Die Höhenzüge zwischen Lutter am Barenberge und Lichtenberg, Diss. Göttingen 1901) von Ölber angeführt, ferner von H. Schroeder (Erläuterungen zu Blatt Salzgitter S. 56 und zu Blatt Ringelheim der geol. Karte von Preußen, 1912, S. 28) von Salzgitter und vom Hainberg. Man vermißt bei Frebold zumindest eine Stellungnahme hierzu, falls er die Bestimmungen anzweifelt. Ferner beschreibt Hoyer (Der untere Lias von Empelde, Centralbl. f. Min., 1902, S. 33) *Oxynoticeras* cf. *oxynotum* aus einer Schichtfolge im Hangenden der *Planicosta*-Schichten und im Liegenden der *Raricostaten*-Schichten; die Form ähnelt nach Pompeckj *Oxynoticeras sphenonotum* Monke (s. a. Brandes 1912, S. 344), das aber ein viel höheres Lager, nämlich in den Schichten mit *Aegoceras caprarium* Quenst., der *Jamesoni*-Zone (Lias γ_1), hat. Zumindest sind also im Niveau der schwäbischen *Oxynoten*-Schichten auch in Norddeutschland Schichten mit *Oxynoticeras* vorhanden (cf. Frebold, S. 16, 20 usw.).

Die von Frebold S. 15 gegebene Übersicht über die regionale Verteilung der Ammoniten des Lias β in Nordwestdeutschland ist mithin fehlerhaft, alle hieraus gezogenen Schlußfolgerungen sind hinfällig. Damit entfallen auch die von Frebold angegebenen „Total- und Spezialundationen im Lias β Mesoeuropas" — womit keineswegs Undationen im Lias β an sich geleugnet werden sollen.

Die wenigen paläontologischen Vorbemerkungen Frebolds können auch nicht unwidersprochen bleiben. So ist *Xipheroceras planicosta* Sow. keineswegs ident mit *Xipheroceras ziphus* Ziet. und *Xipheroceras Dudressieri* d'Orb. (Frebold, S. 8). Zwar sind die Jugendwindungen der drei Arten kaum zu unterscheiden, wohl aber die Altersformen. Wenn wir alle Ammoniten mit

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

gleichen Jugendformen zu einer Art zusammenlegen könnten, würde allerdings die Ammonitensystematik außerordentlich vereinfacht! Gerade von *Xipheroceras* hat Verfasser aus Lias β_1 von Bielefeld ein reiches Material gesammelt. Trotz erheblicher Variationsbreite der drei Arten, die besonders Windungsdicke und Rippendichte betrifft, kennt Verfasser keine Übergangsformen zwischen ihnen.

Ebenso sind *Asteroceras obtusum* Sow., *Asteroceras stellare* Sow. und *Arietites Turneri* Sow. (non Quenst.) nicht zu vereinen (Frebold, S. 16). Auch von diesen Formen und einigen weiteren Verwandten, wie *Arietites* cf. *Brooki* Sow., liegt dem Verfasser ein reiches und schönes Material von Bielefeld vor, ohne daß sich jemals Übergangsformen zwischen ihnen zeigten. Aus den Frebold'schen Ausführungen hierzu muß man folgern, daß ihm wohl kaum ein so reiches Material aus diesen Schichten vorgelegen hat.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

9. Das Auftreten der Gattung „*Ringsteadia*-Salfeld“ im unteren Malm der nördlichen Frankenalb.

Von Paul Dorn in Erlangen.

(Hierzu Tafel XXII.)

Von den Perisphincten trennt Salfeld[1]) eine Gruppe ab unter dem Namen „*Ringsteadia*“. Die innersten Windungen derselben sind typisch perisphinctoid, engnabelig und mit koronatenartigem Querschnitt. Letzterer wird auf den folgenden Windungen gerundeter. In diesem Stadium sind die Haupt- und Externrippen gleich stark; die Gabelung erfolgt jenseits der Flankenmitte. Daneben sind Schaltrippen vorhanden. Einschnürungen sind selten und von breiter und mäßig tiefer Beschaffenheit. Der Windungsquerschnitt wird späterhin hochmündig und engnabelig. Die Hauptrippen sind gegenüber den Sekundärrippen verstärkt, die Gabelung erfolgt auf oder jenseits der Flankenmitte. Die Rippen teilen sich in zwei bis fünf Äste, welche ohne Verwischung über die Externseite verlaufen. Später werden die Formen glatt unter Abschwächung der Rippen. Der Verlauf der letzteren von der Nabelkante an ist gerade, etwas schräg nach vorne, ohne jede weitere Vorwärtskrümmung an der Externseite, ähnlich wie bei den Proplanuliten. Die Externseite ist bei einzelnen Formen schneidend (Sphenoidform), bei andern mehr gerundet.

Im Hinblick auf die Veränderungen, welche die Skulptur erleidet, muß die Aufstellung dieser Gattung als berechtigt anerkannt werden. Nach Salfeld bilden die Ringsteadien im nordwestdeutschen, englischen und nordfranzösischen Oberoxford ein wichtiges leitendes Faunenelement. In Nordostdeutschland konnte Salfeld ihr Vorhandensein nachweisen. Spärlich vertreten sind sie im schwäbischen

[1]) Salfeld: Monographie der Gattung *Ringsteadia*. Paläontographica, Bd. LXII, Stuttgart 1917.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Jura; hier stellt SALFELD einige der von QUENSTEDT[2]) abgebildeten Ammoniten zur Gattung *Ringsteadia*. Aus dem schweizer Jura ist ihr Vorkommen unbekannt, ebenso meines Wissens aus dem Frankenjura. Ich selbst besitze aus letzterem zwei Arten von Ringsteadien, darunter eine *Ringsteadia pseudo-yo* SALFELD aus dem oberen β, welche der bei QUENSTEDT (T. 107, Abb. 2) abgebildeten gleicht. Von Wichtigkeit dürfte es sein, wenn ich im Nachfolgenden deren genaues Lager festlege. Dasselbe war in den oberen Bänken mit *Idoceras planula* HEHL. Malm β oder nach GÜMBEL die Werkkalkstufe erreicht in unserer nördlichen Frankenalb eine Mächtigkeit von etwa 18 m. *Peltoceras bimammatum* QU. muß als Leitfossil für das untere Drittel dieser Schichten angesprochen werden. Es kommt aber bereits auch schon in den obersten Bänken von α vor. Im oberen Teil der mittleren Schichten von β tritt *Idoceras planula* HEHL auf, welcher Ammonit sich bis in die oberen Partien der Werkkalke fortsetzt. Derselbe ist im allgemeinen zwar selten, doch wird man ihn bei einigem Suchen zuweilen finden. An manchen Stellen ist er sogar häufig. Im nördlichen Teil der Frankenalb ist von dem genannten Ammoniten gewöhnlich nur die Wohnkammer gut erhalten, während die Luftkammern papierdünn verdrückt sind. Besser erhaltene Formen finden sich in der Weißenburger Gegend. Vergesellschaftet mit *Idoceras planula* HEHL ist im oberen β *Perisphinctes Tiziani* OPP. sowie *Oppelia Wenzeli* OPP. und *Oppelia litocera* OPP. Erstere *Oppelia* findet sich häufiger in der Frankenalb der Weißenburger Gegend, letztere dagegen vor allem in der nördlichen Frankenalb. *Sutneria Galar* OPP. hat ihr Lager im obersten β und untersten γ, aber meiner Beobachtung nach immer etwas tiefer wie *Sutneria platynota* REIN.

BEURLEN[3]) nun bezeichnet die bei QUENSTEDT (Ammoniten usw., Taf. 107, Abb. 2) abgebildete Form als typischen Perisphincten, nachdem sie „deutliche scharfe Rippen, ohne Abschwächung auf der Flankenmitte" erkennen lasse. Dem kann ich nicht beistimmen. Wenn wir die Abtrennung der Gattung *Ringsteadia* von den Perisphincten annehmen — sie ist so gut berechtigt wie die Aufstellung der Gattung *Rasenia* —, so können wir diesen QUENSTEDTschen Ammo-

[2]) QUENSTEDT: Ammoniten des Schwäbischen Jura, T. 107, Fig. 2; T. 112, Fig. 1.

[3]) BEURLEN: Die Gattung *Rasenia* im Schwäbischen Jura. Centrabl. für Min. 1924, Nr. 9, S. 286 ff.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

niten nur bei ersterer unterbringen. Im übrigen zeigt mein gut erhaltenes, unverdrücktes Exemplar eine starke Einschnürung der Hauptrippen auf der Flankenmitte.

Nach SALFELD tritt die Gattung *Ringsteadia* erst im oberen Oxford auf. Nun habe ich vor einigen Jahren ein sehr ammonitenreiches Lager im untersten Malm östlich von Erlangen bei dem Städtchen Gräfenberg ausgebeutet. Die kaum 15 cm hohe Fossilzone liegt etwa 2 m über der dort sehr gut aufgeschlossenen Biarmatumzone. Etwa 5 m höher ist α verschwammt und zeigt die typische Ausbildung der Lochenschichten, wie sie von Streitberg und anderen Stellen der Frankenalb bekannt ist. Aus diesen oberen Schichten erwähne ich nur, um stratigraphische Klarheit zu schaffen, das Auftreten von *Peltoceras Berrense* LORIOL und *Peltoceras semiarmatum* QU. Aus der unteren ausgebeuteten Fossillage hat C. DORN[4]) eine Reihe Ammoniten beschrieben (*Aspidoceras Tietzei* NEUM., *Asp. Hypselum* OPP., *Asp. Zitteli* GEMM., *Asp. costatum* n. sp., *Asp. Lenki* n. sp. sowie *Peltoceras Uhligi* OPPENH.). Das Lager setze ich gleich der Zone des *Peltoceras transversarium*.

Diese so fossilreiche Schicht im unteren α lieferte mir u. a. 18 sehr gut erhaltene Ammoniten, welche ich nach der Ausbildung der Windung und der Skulptur zur Gattung *Ringsteadia* rechnen muß. Ich nenne sie nach ihrem ersten Bearbeiter (vgl. Taf. XVIII, Abb. 1—3) *„Ringsteadia Salfeldi"*. Nachstehend folgen einige Maße:

	mm		mm		mm		mm		mm		mm	
urchmesser .	125		70		52		45		34		20		15	
'indungshöhe	50	= 0,40	30	= 0,43	22	= 0,42	20	= 0,44	13	= 0,40	8	= 0,40	6	= 0,40
'indungsdicke	35	= 0,28	23	= 0,33	17	= 0,33	15	= 0,33	13	= 0,40	10	= 0,50	10	= 0,66
abelweite . .	45	= 0,35	23	= 0,33	16	= 0,30	13	= 0,30	11	= 0,30	8	= 0,40	5	= 0,33

Aus diesen Zahlen kann man ersehen, daß das Verhältnis der Nabelweite zum Gesamtdurchmesser wie auch das der Windungshöhe zu demselben nur geringe Schwankungen aufweist. Anders ist dies bei der Windungsdicke. Bei Exemplaren bis zu 20 mm ist dieselbe größer wie die Windungshöhe. Sie haben ein typisch peri-

[4]) C. DORN: Aspidoceraten des unteren Malm in der nördlichen Frankenalb. Sowie: Neue und wenig bekannte Ammoniten aus dem Unteren Malm der Frankenalb. Jahresb. d. Oberrh. Geol. Vereins, Bd. XII, 1923.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

sphinctoides Aussehen und zeigen ein Koronatenstadium. Die Hauptrippen steigen bei ihnen gerade vom Nabel auf; sie sind kräftig entwickelt und nehmen an Stärke bis zur Teilungsstelle zu. An derselben bilden sie eine längliche, teilweise knötchenartige Anschwellung. Hier teilen sie sich in zwei kräftige Sekundärrippen, welche gerade und ohne Unterbrechung über die breite, stark gerundete Externseite ziehen. Einzelne Schaltrippen zeigen sich zwischen ihnen. Auf jeden Umgang kommen zwei flache, breite Einschnürungen. Bei einer Größe von 35 mm ist die Windungshöhe bereits der Dicke gleich. Oberhalb der Nabelkante ist dieselbe am größten. Die Nabelkante ist gerundet und fällt tief zum Nabel ein. Die gerundeten Franken verjüngen sich gegen die noch verhältnismäßig breite Externseite. Bei 45 mm ist die Windungshöhe größer wie die Dicke. Die Flanken verjüngen sich immer mehr gegen die zwar gerundete, aber schmäler werdende Externseite (Sphenoidform). An der Nabelkante steigen die Rippen kräftig auf, im unteren Flankenteil zu einer länglichen Verdickung anschwellend. Leicht in der Richtung nach vorne ziehen sie über die Flanken. Mit dem Größerwerden der Windungen rücken die Teilungsstellen der Rippen immer mehr von der Externseite zur Flankenmitte. Bereits bei einer Größe von 35 mm teilen sich die Hauptrippen in drei Sekundärrippen, zwischen denen einzelne Schaltrippen liegen. Eigenartigerweise zeigen sich auf verschiedenen Exemplaren Ansätze zu einer virgatosphinctenartigen Rippenteilung, indem einzelne hintere Sekundärrippen 4—5 Rippenzweige nach vorne abgeben.

Bei einer Größe von 70—80 mm sind die Hauptrippen kräftig, strahlenförmig und verlaufen gerade über die Flanken, um sich oberhalb der Mitte derselben in zwei kräftige Sekundärrippen zu teilen, welche ohne Unterbrechung die Externseite übersetzen. Bei 125 mm werden die Flanken nahezu glatt, da die Hauptrippen nur noch schwach sichtbar sind; gegen das obere Drittel zu verschwinden sie ganz, ohne eine Teilung zu vollziehen.

Über die Ausbildung der Lobenlinie lassen sich keine Angaben machen, da sie auf den Steinkernen nur ungenügend sichtbar sind.

Aus der Literatur sind mir zwei Beschreibungen von Ammoniten bekannt, welch' letztere sich hier einfügen

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

lassen. OPPENHEIMER[5]) beschreibt und bildet einen Ammoniten ab aus dem Malm der Schwedenschanze bei Brünn als *Olcostephanus suberinus* v. AMMON. Nun ist *Olcostephanus suberinus* v. AMMON[6]) aus den Schichten der *Oppelia tenuilobata* von Söldenau in Niederbayern. OPPENHEIMER gibt an, daß seine Cephalopoden zum größten Teil der Transversarium- und Bimammatumzone angehören. Nur *Olcost. suberinus* spricht für die Vertretung der Zone der *Oppelia tenuilobata*. C. DORN[7]) hat bereits darauf hingewiesen, daß die von OPPENHEIMER als *Peltoceras bimammatum* abgebildeten Ammoniten bei *Pelt. Uhligi* OPPENH. eingereiht werden müssen. Ebenso wie seine übrigen beschriebenen Cephalopoden deuten auch diese darauf hin, daß der Malm der Schwedenschanze der Transversariumzone zuzurechnen ist. Sein *Olcostephanus suberinus* gleicht aufs beste meinem größeren Exemplar der *Ringsteadia Salfeldi*. Damit entschwindet auch die Schwierigkeit des Unterbringens eines Kimmeridge-Ammoniten im unteren Oxford. Denn *Perisphinctes suberinus* v. AMMON dürfte, worauf auch der Autor selbst hinwies, in die Gruppe des *Involuticeras involutus* zu stellen sein. Die Masse des OPPENHEIMERschen *Ringst. Salfeldi* sind:

D. = 81 mm, Wh. = 0,40 mm, Wd. = 0,30 mm, N. = 0,32 mm

Auch diese Zahlen stimmen gut mit den meinen überein.

LORIOL[8]) beschreibt und bildet einen Ammoniten ab als *Kepplerites Petitklerei* aus dem unteren Oxford, welcher der *Ringst. Salfeldi* zumindest sehr nahe steht, wenn nicht gleich ist. Die Maße sind:

D. = 31 mm, Wh. = 0,45 mm, Wd. = 0,42 mm, N. = 0,32 mm
D. = 21 mm, Wh. = 0,41 mm, Wd. = 0,45 mm, N. = 0,31 mm.

Die Beschreibung LORIOLS gleicht der von mir oben gegebenen bei gleich großen inneren Windungen. „Der Windungsquerschnitt ist längsoval, die Externseite wie auch

---

[5]) OPPENHEIMER: Der Malm der Schwedenschanze bei Brünn. Beiträge zur Paläont. und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients. Bd. XX, Wien 1907, S. 256, T. XX, Fig. 20.

[6]) v. AMMON: Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau. München 1875, S. 183, T. II, Fig. 1.

[7]) C. DORN: a. a. O., S. 11.

[8]) LORIOL: Etude s. l. Mollusques et Brachiopodes de l'Oxfordien inférieur du Jura bernois. Genf 1898, S. 73, T. V Fig. 16. Etude s. l. Mollusques et Brachiopodes de l'Oxfordien inférieur du Jura ledonien. Genf 1900, S. 54, T. IV Fig. 21. Abh. d. Schweiz. Pal. Gesellschaft.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

die Nabelkante gerundet. Die kräftig hervortretenden Hauptrippen teilen sich in Bündel von drei bis fünf feinen regelmäßigen Sekundärrippen." Mit dem im unteren Callovien auftretenden Genus *Kepplerites* hat daher der Loriol-Ammonit nichts zu tun.

[Manuskript eingegangen am 28. August 1925.]

---

20. Neuere Forschungen zur Entstehung der Kohlen.

(Vortrag, gehalten auf der Hauptversammlung zu Münster i. W. am 11. August 1925.)

Von Herrn F. Fischer in Mülheim (Ruhr), Kaiser-Wilhelm-Institut für Kohlenforschung.

Die Kenntnisse über die Entstehung der Kohlen und über die Zusammenhänge zwischen den verschiedenen Arten haben sich in den letzten zehn Jahren vertieft und erweitert. Über das Ausgangsmaterial der häufigsten Kohlen, der sogenannten Humuskohlen, wozu die Braunkohlen und die normalen Steinkohlen zählen, ist heute im Prinzip kein Zweifel mehr. Mit abgestorbenem pflanzlichen Material begann der Kohlenbildungsprozeß. Ob dieses Material von Bäumen oder anderen Pflanzen stammt, werden wir im Laufe des Vortrages sehen. Welche Arten von Bäumen oder von Pflanzen es aber waren, ist für den Prozeß der

Tafel 1a.

Die festen Hauptbestandteile der lebenden Pflanze.

Zellulosen
Ligninarten
Wachse
Harze
Fette
Eiweißstoffe

Kohlenbildung von untergeordneter Bedeutung. Enthalten sie doch fast alle zwei wesentliche Hauptbestandteile, allerdings in verschiedenem Verhältnis, nämlich Zellulose und

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Lignin, daneben Wachse, Harze, Fette und Eisweißstoffe. Für die prinzipielle Klärung des Bildungsprozesses der Humuskohlen genügt nach meiner Meinung die Betrachtung der Hauptbestandteile, Zellulose und Lignin.

Tafel 1b.

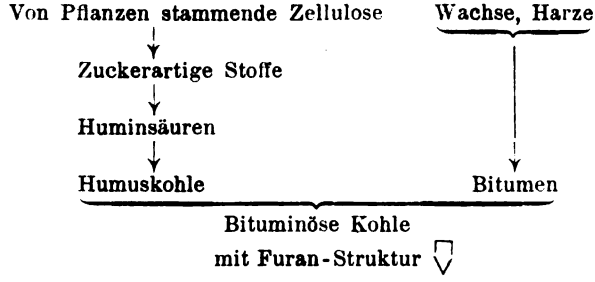
Prozentgehalt verschiedener pflanzlicher Stoffe in trockenem Zustand an Lignin (bzw. Methoxyl) und Zellulose.

Material	OCH_3 %	Lignin %	Rest, größtenteils Zellulose
Sphagnum	etwa 0,4	bis 2,7	etwa 90
Kiefernholz	„ 3,5	„ 28,0	„ 70
Eichenholz	„ 4,5	„ 37,0	„ 60
Walnußschale	„ 5,5	„ 47,0	„ 50

In jungem pflanzlichen Material ist Lignin noch nicht enthalten. Es bildet sich bei dem mehr oder weniger auffälligen sogenannten Verholzungsvorgang und ist die Ursache der zunehmenden Härte. Seine Gegenwart kann kontrolliert werden durch die Ermittlung des Methoxylgehaltes. In Tafel 1b sehen wir, daß das für die Torfbildung häufig in Frage kommende Sphagnum nicht über 3% Lignin enthält, Kiefernholz dagegen bis 28%, Eichenholz bis 37% und die besonders harten Schalen der Walnuß bis 47%. Da in den meisten Pflanzen die Zellulose bei weitem überwiegt, so hat man früher die Zellulose als den chemischen Ausgangskörper für die Kohlenbildung angesprochen, sich um das Lignin aber wenig gekümmert. Das Resultat der älteren Anschauung ist der Zellulosestammbaum der Kohlen, wie er in Tafel 2 skizziert ist.

Tafel 2.

Zellulose-Stammbaum der Kohle.



Nach ihm sollten aus der Zellulose auf dem Wege über zuckerartige Stoffe Huminsäuren und Humuskohlen entstehen, während aus den Wachsen, Harzen, Fetten und

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Eiweißstoffen sich die bituminösen Bestandteile bilden sollten.

Einige Zeit, nachdem wir in unserem Institut die Methode der Druckoxydation, d. h. der Oxydation mit hochkomprimierter Luft entwickelt und damit auf verschiedenen Gebieten gute Erfolge gehabt hatten, beschlossen mein Mitarbeiter HANS SCHRADER und ich, diese chemische Abbaumethode auch auf Zellulose, Lignin, Holz und die verschiedensten fossilen Brennstoffe anzuwenden, um sie bis zu identifizierbaren Verbindungen abzubauen und so etwas über die Glieder der genetischen Reihe zu erfahren. Das allgemeine Ergebnis dieser Versuche ist aus Tafel 3

Tafel 3.

Ergebnis des Abbaues[1]) der verschiedenen Stoffe	▽ Furan nachgewiesen	◇ Benzolkarbonsäure nachgewiesen
Zellulose	ja	nein
Lignin	nein	
Zucker	ja	ja
		nein
Nat. Huminsäure .	nein	ja
Braunkohle . . .	nein	ja
Steinkohle . . .	nein	ja

zu ersehen. Es ist, kurz gesagt das, daß wir aus Lignin, natürlichen Huminsäuren, Braunkohle und Steinkohle Benzolkarbonsäuren erhielten, während im Gegensatz dazu Zellulose und Zucker Oxydationsprodukte lieferten, in denen sich der Furanring nachweisen ließ.

Näheres über die erhaltenen Benzolkarbonsäuren zeigt Tafel 4, und zwar sind in den zwei letzten Spalten die Mengen der einzelnen Benzolkarbonsäuren aufgeführt, die wir in reiner kristallisierter Form isoliert haben, was natürlich mit Verlusten verbunden war. Die Gesamtmenge der durch Oxydation entstandenen nichtflüchtigen Säuren bewegte sich bei Lignin, Braunkohle und Steinkohle um 30% herum. Der größte Teil davon dürfte noch nicht weit genug abgebaut gewesen sein, um auf bekannte Produkte zu stoßen.

[1]) Druckoxydation nach FISCHER und SCHRADER.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Tafel 4.

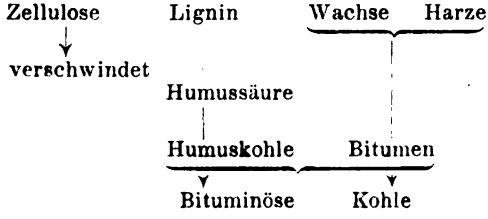
Nähere Angaben über die bei der Druckoxydation erhaltenen Abbauprodukte nach Menge und Art, angegeben in Prozenten vom Ausgangsmaterial.

	flüchtige Säuren %	nicht-flüchtige Säuren %	davon bis jetzt identifiziert	
			Menge %	Art
Zellulose . .	etwa 28	etwa 14	0,7	Fumarsäure
				Bernsteinsäure
			5,0	Oxalsäure
Lignin	etwa 11	etwa 34	> 0,3	Mellithsäure
			3,7	Benzolpentakarbons.
			7,2	Oxalsäure
Braunkohle .	etwa 14	etwa 34		Mellithsäure
				Benzolpentakarbons.
				Pyromellithsäure
				o-Phthalsäure
				Benzoësäure
Steinkohle . .	nicht best.	etwa 30		Mellithsäure
			+ 0,58	Benzolpentakarbons.
			0,93	Trimesinsäure
				Phthalsäure
			0,33	Isophthalsäure
			0,35	Benzoësäure
		nach Erhitzung unter Druck	11	Benzoësäure und Phthalsäure

Durch das überaus ähnliche Verhalten von Lignin, Braunkohle und Steinkohle bei der Druckoxydation und auf Grund der als reine Substanzen gewonnenen Benzolkarbonsäuren kamen wir zu dem Ergebnis, daß die Kohlenbildung nicht von der Zellulose, sondern vom Lignin ausgeht und haben den in Tafel 5 aufgezeichneten Lignin-

Tafel 5.

Lignin-Stammbaum[2]) der Kohle.



[2]) Lignintheorie von Fischer und Schrader.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

stammbaum aufgestellt. Danach verschwindet die Zellulose; aus den Wachsen, Harzen, Fetten und Eiweißstoffen bilden sich das Bitumen und aus dem Lignin die Huminsäuren und schließlich die Humuskohlen. Über letzteren Vorgang werde ich noch berichten. Der Übergang von Lignin zu Huminsäuren kann ein mit Oxydation verbundener Verseifungsvorgang sein, wobei die für das Lignin charakteristische Acetylgruppe vollständig und die Methoxylgruppen teilweise abgespalten werden. Anders als auf biologischem Wege, läßt sich die Huminsäurebildung aus dem Lignin des Holzes, wie wir später sehen werden, in neutraler Lösung und bei gewöhnlicher Temperatur nicht zeigen. Rein chemisch ist hierzu die Gegenwart von Alkali notwendig. Tafel 6 zeigt die Sauerstoffaufnahme verschiedener alkalisch befeuchteter Stoffe und die dabei sichtbare Ver-

Tafel 6.

Ergebnisse unserer Versuche über die Sauerstoffaufnahme (Oxydation) alkalisch befeuchteter Stoffe.

Material	in 16 Tagen nehmen 5 g Substanz ccm O_2 auf	sichtbare Veränderung
Zellulose[3]) . . .	70	nur Quelluug
Lignin[4])	260	tiefbraune Lösung
Rheinische Braunkohle . .	140	tiefbraune Lösung
Steinkohle (selbstentzündlich)	10	keine

änderung. Von allen Stoffen nahm das Lignin am meisten Sauerstoff auf und verwandelte sich in eine tiefbraune Lösung von Huminsäuren, während die Zellulose selbst nur Quellung zeigte.

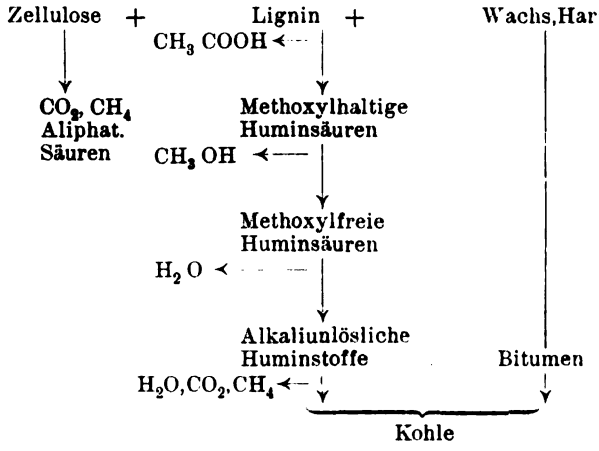
Tafel 7 wiederholt den Ligninstammbaum der Kohlen unter Angabe der Produkte, die bei den Vorgängen abgespalten werden. Bei der Zellulose ist angedeutet, daß sie zu Kohlensäure und Methan und zu aliphatischen Säuren

[3]) Filtrierpapier.
[4]) Willstättersches Lignin.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

zersetzt wird. Beim Lignin ist erst die Abspaltung der Essigsäure und dann des Methylalkohols zu sehen, schließlich die Abspaltung von Wasser aus den Huminsäuren

Tafel 7.



unter Bildung der alkaliunlöslichen Huminstoffe, dann aus diesen die Abspaltung von Wasser, Kohlensäure und Methan unter Bildung der Steinkohlen.

Tafel 8 zeigt einen Versuch, den durch das Verschwinden der Zellulose bei der Entstehung der Kohlen aus Holz auftretenden Gewichts- und Volumenverlust darzustellen.

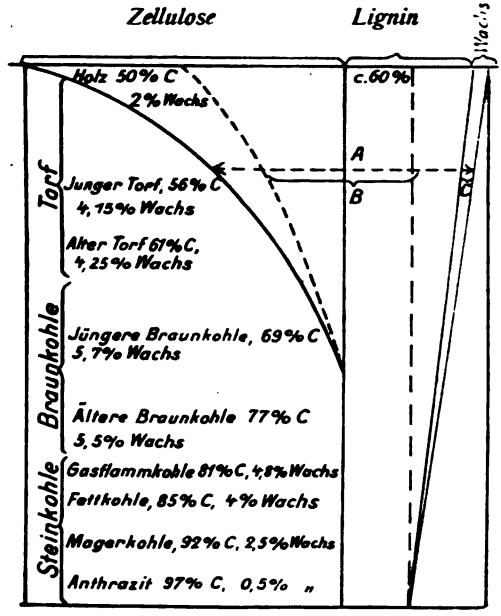
Während die oberste Horizontale die Summe der Gewichte bzw. Volumina von Lignin, Zellulose und Bitumenbildnern zeigt, entspricht das letzte Drittel der untersten Horizontalen dem daraus entstehenden Kohlengewicht bzw. Volumen.

Unsere Lignintheorie hat anfangs manche Gegner gefunden, z. T. wohl deshalb, weil die Vorstellung, daß die Kohlen aus dem zahlenmäßigen Hauptbestandteil der Pflanzen bzw. des Holzes entstanden sein sollen, seit langem eingewurzelt ist, obwohl man wohl längst hätte vermuten können, daß nach dem Tode der pflanzlichen Substanz biologische Zersetzungsvorgänge eintreten müssen, und daß dabei die resistenteren Produkte, wie das Lignin, übrigbleiben, während die verdaubare Zellulose verschwindet. Es war deshalb von großer Wichtigkeit als Voraussetzung für die Lignintheorie festzustellen, ob die Kohlen aus einem

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

ligninreichen Material, nämlich dem Holz, entstehen oder aus ligninarmem Material, beispielsweise Sphagnummoos. Es ist das Verdienst REINHARD THIESSENS vom Bureau of Mines in Pittsburgh, durch sorgfältige mikroskopische Untersuchungen den Nachweis geführt zu haben, daß im wesentlichen Holz die Ursprungssubstanz der Kohlen ist. Seine Ergebnisse befinden sich in seiner neuesten Schrift: „The Origin and Constitution of Coal", 1925.

Tafel 8.



Bei der näheren Untersuchung verschiedenster Kohlenstücke gelang es THIESSEN, den vom Holz abstammenden Hauptbestandteil, den er Anthraxylon nennt, klar nachzuweisen. So zeigt eine Abbildung das Anthraxylon einer von den Riebeckschen Montanwerken aus Mitteldeutschland stammenden erdigen Braunkohle, eine andere das Anthraxylon einer Steinkohle aus Illinois, eine weitere die Holzstruktur einer anderen Illinoiskohle. Die Anthraxylonstruktur mit eingebettetem Harz ist ebenfalls zu sehen.

Bei den sog. Glanzkohlen fand THIESSEN in der Hauptsache den vom Holz stammenden, Anthraxylon benannten Bestandteil, in geringerer Menge aber einen zweiten Be-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

standteil, den er Attritus nennt, der aus einem Gemenge sehr kleiner Teile von fast strukturlos gewordener Holzsubstanz von Sporen, Pollen, Harzen und Wachsresten besteht. Im Gegensatz hierzu bestehen die Mattkohlen aus dem Attritus, bei denen das Anthraxylon von untergeordneter Bedeutung ist.

Daß unter gewissen klimatischen und Feuchtigkeitsbedingungen auch heutzutage sogar in gemäßigtem Klima noch eine enorme Anhäufung von zerfallender Waldsubstanz stattfinden kann, zeigen die THIESSENschen Bilder über die Waldmoore von Wisconsin in den Vereinigten Staaten.

Die unteren Schichten bestehen jeweils aus Baumstümpfen, der Raum dazwischen ist durch Vermoderungsprodukte der Äste und Blätter ausgefüllt. Einen großen Teil des Jahres steht die Masse unter Wasser. Aber selbst in der trockenen Jahreszeit ist durch das Gestrüpp, die herabhängenden und abgebrochenen Äste, vermoderter oder im Vermodern begriffener Äste usw. nicht hindurchzukommen. Es herrschen also auch heute noch Bedingungen, die, wenn der Mensch nicht störend eingreift, im Laufe langer Zeiträume zur Kohlenbildung führen könnten. Es ist keineswegs dazu die besonders geartete Vegetation notwendig, welche, wie das bekannte Phantasiebild von POTONIÉ zeigt, in früheren Zeiten geherrscht haben mag. Das Ergebnis der THIESSENschen Untersuchungen ist in Tafel 9 kurz zusammengestellt. Die nähere Untersuchung

Tafel 9.

Ergebnisse von Thiessen, Pittsburgh.

Vorwiegend Holzstruktur (Anthraxylon) bei allen Glanzkohlen.
Vorwiegend Gemenge versch. Materials (Attritus) Mattkohlen.

Claraïn	Brightcoal	=	Glanzkohle
Duraïn	Dullcoal		Mattkohle
Fusaïn	Mother of coal		mineral. Holzkohle
Vitraïn	glasig strukturlos		existiert nicht!

der Glanzkohle zeigt vorwiegend Holzstruktur mit wenig Attritus, die der Mattkohlen vorwiegend Attritus und weniger Anthraxylon.

Vor einigen Jahren haben englische Forscher, nämlich WHEELER und STOPES, geglaubt, an Stelle der drei sichtlich verschieden aussehenden Bestandteile der Steinkohlen, nämlich der Glanzkohlenstreifen, der Mattkohlenstreifen und der sogenannten mineralischen Holzkohle (englisch: Brightcoal, Dullcoal und Mother of coal) vier verschiedene

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Bestandteile nachgewiesen zu haben und schufen dafür neue Namen, nämlich Clarain, Durain, Fusain und Vitrain. THIESSEN hat gezeigt, daß das letztere, welches glasig-strukturlos sein sollte, dies bei genauerer Betrachtung nicht ist, und daß die drei anderen mit Glanzkohle, Mattkohle und mineralischer Holzkohle übereinstimmen.

Nachdem wir also wissen, daß nicht nur die Braunkohlen, sondern auch die Steinkohlen vorwiegend aus Holzsubstanz entstanden sind, daß aber nicht die Zellulose, sondern das Lignin des Holzes das chemische Rohmaterial darstellt, so erhebt sich nun die Frage: Was wird denn aus der Zellulose, da doch selbst in ligninreichen Substanzen, wie den Hölzern im allgemeinen, rund doppelt soviel Zellulose vorhanden ist als Lignin?

Aus dem Studium der Literatur über die Zellulosegärung kamen wir zu der Ansicht, daß die Zellulose während des Vermoderungsprozesses der Pflanzen der biologischen Vernichtung anheim fällt, und zwar dachten wir damals in Anlehnung an die verschiedenen Arbeiten über Cellulosegärung an eine Vergärung der Zellulose durch Bakterien.

Einige Versuche, die wir in dieser Richtung anstellten, gibt Tafel 10 wieder. In mineralischer Nährsalzlösung

Tafel 10.

Ergebnisse unserer Gärungsversuche mit Bakterien aus Humuserde (Gartenerde) in mineralischer Nährsalzlösung schwimmend bei 37° im Brutschrank.

Material	Die ersten Pilzkolonien werden sichtbar nach wieviel Tagen
Sphagnum	2
Sägespäne (Kiefer)	2
Künstliches Gemisch von Zellulose[6]) u. Lignin[5])	19, aber nur auf dem Filtrierpapier
Zellulose[6])	9
Lignin	gar nicht

[5]) Das Lignin war nach WILLSTÄTTERscher Methode gewonnen.
[6]) Filtrierapapier.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

wurden Bakterien aus Gartenerde mit verschiedenen Stoffen bei 37° zusammengebracht und festgestellt, wo sich die ersten Pilzkolonien ansiedelten. Dabei zeigte es sich, daß sich auf Sphagnum und auf Kiefernholzsägespänen schon nach zwei Tagen die ersten Kolonien bildeten. Auf Filtrierpapier dauerte es neun Tage und auf solchem, das mit Lignin gemischt war, 19 Tage. An Lignin allein war nichts zu bemerken. Dieses scheint demnach für Bakterien keine Nahrungsquelle zu sein.

Tafel 11 zeigt die Versuche von Rose und Lisse über das Verschwinden der Zellulose und über die Anreicherung des Lignins bei der Vermoderung des Holzes. Rose und Lisse untersuchten frisches Holz, ferner Proben von in freier Natur halb vermodertem und ganz vermodertem Holz. Obwohl auf diesem Wege das ursprüngliche Gewicht des halb vermoderten und ganz vermoderten Holzes unbekannt blieb, war doch zu sehen, daß in dem ganz vermoderten

Tafel 11.

Tabelle von Rose und Lisse über das Verschwinden der Zellulose und die Anreicherung des Lignins bei der Vermoderung des Holzes.

	Zellulose %	Methoxyl-gruppen %	alkali-löslisch %
Frisches Holz	59,0	3,9	10,6
Halbvermodertes Holz . .	41,7	5,2	38,1
Ganz vermodertes Holz .	8,5	7,8	65,3
Zum Vergleich:			
Huminsäuren aus Lignin		14	100

statt 59% nur 8,5% Zellulose war. Dagegen war der Betrag an Alkalilöslichem von 10,6% auf 65,3% heraufgegangen und der Methoxylgehalt der relativen Zunahme des Lignins entsprechend von 3,9% auf 7,8% gestiegen. Wäre das Holz vollkommen in Huminsäuren übergegangen gewesen, so hätte das Alkalilösliche 100% und der Methoxylgehalt etwa 14% erreichen müssen. Tatsächlich werden diese Werte nicht erreicht werden können, denn während

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

der Vermoderung findet doch eine Abspaltung von Methoxyl aus dem Lignin statt und geht wohl auch schon ein Teil der Huminsäuren unter Wasserabspaltung in anhydrisierte Form über.

Noch belehrender sind die Versuche der Tafel 12, die die Versuche von BRAY und ANDREWS über den biologischen Holzzerfall wiedergeben. Die Ausbeuten sind hier in Prozenten, bezogen auf die angewandte Menge gesunden Holzes, aufgeführt, da BRAY und ANDREWS von gewogenen Holzmengen ausgingen und in sterilisierten Gefäßen nach geeigneter Impfung den Holzzerfall unter exakten Bedingungen während mehrerer Jahre studierten. So stellten sie bei Impfung mit der Kultur 4620 fest, daß nach sechs Monaten bereits ein Gewichtsverlust von 27%, nach zwölf Monaten einer von 49% und nach 36 Monaten ein solcher von 62% eingetreten war, also in der Höhe des Zellulosegehaltes des angewandten Holzes. Die alkalilösliche Menge nahm

Tafel 12.

Holzzerfall nach BRAY und ANDREWS in % bezogen auf die angew. Menge gesunden Holzes.

Gegenstand	Monate	Verlust	Alkalilöslich	Lignin	Zellulose
ges. Holz	0	0	10	29,7	60,0
Kultur 4620	6	27	40	27,7	26,8
4620	12	49	33	26,7[7])	10,9
4620	36	62	26	26,7	6,0

erst zu und dann langsam wieder ab, was dem oben von mir Gesagten entspricht. Am interessantesten sind die beiden letzten Spalten, welche zeigen, daß das Lignin nur um so viel abnimmt, als etwa seinem Verlust an Acetyl und Methoxyl entspricht, d. h. von 29,7% auf 26,7%, daß aber die Zellulose in drei Jahren bereits von 60% auf 6% sich vermindert.

[7]) Verlust des Lignins an Acetyl- und Methoxylgruppen.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Diese Versuche von BRAY und ANDREWS sind der schlagende Beweis dafür, daß beim biologischen Holzzerfall unter normalen Verhältnissen nur die Zellulose verschwindet, die Ligninmenge aber praktisch konstant bleibt und in Huminsäuren bzw. Huminstoffe übergeht. Sie zeigen weiter, daß der Einwurf, Zellulose könne ja in der Weise an der Kohlenbildung beteiligt sein, daß sie nach dem Absterben der Pflanzen erst in Lignin und dann dieses in Huminsäuren übergehe, nicht zu halten ist, denn dann brauchte nicht ein Gesamtgewichtverlust von 62% einzutreten, die Ligninmenge aber selber konstant zu bleiben.

Über neuere Versuche von WEHMER gibt Tafel 13 Auskunft. WEHMER kommt zu dem Ergebnis, daß nicht Bakterien, wohl aber Pilze bzw. die von solchen ausgeschiedenen

Tafel 13.

Holzzersetzung durch Pilze nach WEHMER.

Pilz: Merulius lacrimans (Hausschwamm)

Ursprüngl. Fichtenholz: Zellulose	52%
nach ¾ Jahren Zellulose	12%
Angriff auf Lignin = Null	

Mikroskop. Befund am Holz:
Unter Erhaltung der Form, Herauslösung der Zellulose durch ein Enzym des Pilzes.

Enzyme die Ursache des Holzzerfalles seien. WEHMER infizierte eine gewogene Fichtenholzmenge mit Hausschwamm und stellte fest, daß das Holz nach ¾ Jahren bereits stark zersetzt war und statt der ursprünglichen 52% Zellulose nur noch 12% enthielt. Verschiedene Versuche, die er anstellte, um Lignin als Nahrungsquelle für Pilze zu verwenden, waren ergebnislos. Lignin wurde von den Pilzen nicht angegriffen. Die mikroskopische Untersuchung des zersetzten Holzes zeigte, daß unter Erhaltung der Form des Gewebes die Zellulose anscheinend durch Enzyme des Pilzes von dem Lignin getrennt und verzehrt worden war. Auf Grund der Ergebnisse dieser verschiedenen Autoren darf also die Frage nach dem Verbleib der Zellulose bei dem biologischen Holzzerfall dahin beantwortet werden, daß sie durch Pilze bzw. deren Enzyme aus dem Holzgewebe herausgelöst und verzehrt wird, in Übereinstimmung mit unseren Beobachtungen, daß die Huminsäuren und die Kohlen nicht aus der Zellulose, sondern aus dem Lignin entstehen müssen.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Gelegentlich hat man, ich darf wohl sagen, als Kuriosa, in Braunkohlenlagern wohlerhaltene Zellulose gefunden. Durch welche Umstände sie seinerzeit einmal konserviert worden ist, läßt sich nach Jahrtausenden nicht mehr sagen. Keineswegs können solche Ausnahmefunde dazu verwendet werden, im Gegensatz zu den Untersuchungen von BRAY und ANDREWS den Schluß zu ziehen, daß die Kohlen aus Zellulose entstanden sind.

Nachdem nun also die Entstehung der Huminsäuren und deren allmähliches Unlöslichwerden unter Bildung von Huminstoffen dem Verständnis erschlossen ist, die Erklärung also bis zur Braunkohlenbildung vorliegt, ist noch die Frage zu beantworten: Wie denkt man sich den Übergang von der Braunkohle zu der Steinkohle und welches sind, falls es sich um eine kontinuierliche Weiterentwicklung handelt, die Zwischenglieder? Um die Beantwortung dieser Frage hat sich neuerdings E. ERDMANN mit Erfolg bemüht. Er hat gezeigt, daß die oberbayrische Pechkohle ein solches Zwischenglied zwischen Braunkohle und Steinkohle darstellt, insbesondere, daß in ihr, die zwar wie Steinkohle aussieht, aber doch sonst Braunkohlencharakter hat, die Huminsäuren zwar nicht in alkalilöslicher Form vorliegen, aber durch Kochen mit Alkali wieder alkalilöslich gemacht werden können, während dies bei typischen Steinkohlen nicht gelingt. In der Tafel 14 sind noch die Daten für

Tafel 14

Huminsäure und Methoxylgehalt (auf trockene Kohle bezogen) nach ERDMANN.

Material	Huminsäure %	Methoxyl %
Lignit	39,7	5,2
Russische Kohle	38,1	0,10
Pechkohle	1,4	0,12
Pechkohle nach Kochen mit Na OH	33,3	—
Westfälische Steinkohle	—	0,06

eine russische Kohle aus dem Moskauer Revier aufgeführt, welche für die Erklärung des Überganges von Braunkohle zu Steinkohle von Interesse ist. Diese Kohle kommt im Unterkarbon vor, also in einer geologisch noch älteren

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Schicht als das Karbon und ist trotzdem von dem ursprünglichen Lignin erst bis zur Braunkohle fortgeschritten. Die Ursache dafür sieht ERDMANN in der geringen Mächtigkeit des Deckgebirges, welches nur 30—40 m beträgt. Geraten nämlich die Huminstoffe oder die Braunkohlen durch Überlagerung von Deckgebirge in eine wärmere geothermische Tiefenstufe, dann setzt nach ERDMANN unter dem Einfluß der Wärme die eigentliche Inkohlung ein, welche unter Abspaltung von Kohlensäure und Methan zur Steinkohle führt. Der Einfluß der Wärme ist dabei größer als der Einfluß langer Zeiträume bei geringeren Temperaturen. ERDMANN hat seine Hypothese durch Versuche nachgeprüft, indem er Lignit (nicht Lignin!) mit seinem halben Gewicht

Tafel 15.

150 g Lignit im Autoklaven mit 75 g Wasser 100 Std. lang auf 280° erhitzt. Zusammensetzung der bei 105° im CO_2-Strom getrockneten Kohle (E. ERDMANN).

		Reinkohle			Reinkohle
Vor dem Erhitzen	C	64,4	Nach dem Erhitzen	C	91,3
	H	6,56		H	5,7
	O (N)	29,0		O (N)	3,0
	Farbe	braun		Farbe	schwarz
	Benzolextrakt fest, braun Montanwachs			Benzolextrakt zähflüssig, fluoreszierend, mit Paraffin	
	3,6%			0,48%	

Wasser 100 Stunden lang in einem Autoklaven auf 280° erhitzte. Aus dem braunen Lignit mit 64% Kohlenstoff wurde eine schwarze Kohle mit 91% Kohlenstoff. Auch das Bitumen hatte seinen Charakter als Braunkohlenbitumen verloren und war in ein solches vom Charakter des Steinkohlenbitumens übergegangen. Auf Grund der ERDMANNschen Versuche kommt man zu dem Ergebnis, daß bei geringer Überdeckung, d. h. bei niedrigen Temperaturen, die biologisch begonnene Veränderung des Lignins bei den alkalilöslichen und alkaliunlöslichen braunen Huminstoffen, d. h. bei der Braunkohle, stehen bleibt, daß aber unter dem Einfluß höherer Temperaturen der exotherme Vorgang der Inkohlung, der von der technischen Holzverkohlung her gut bekannt ist und beim Erreichen einer bestimmten Temperatur unter Wärmeproduktion von selbst verläuft, abzurollen beginnt und im allgemeinen erst wieder Halt

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

macht, wenn die typische Steinkohle entstanden ist. Durch den unter Selbstbeschleunigung verlaufenden Vorgang erklärt es sich auch, daß Zwischenstufen wie die bayrische Pechkohle verhältnismäßig selten gefunden werden.

Wenn wir nun das Ergebnis der neueren Forschungen über die Entstehung der Kohlen zusammenfassen, so ergibt sich das Bild, welches in Tafel 29 zusammengestellt ist. Holz zerfällt unter dem Einfluß von Pilzen und deren Enzymen in Zellulose und Lignin. Die Zellulose wird von den Pilzen oder Bakterien zerstört und verschwindet. Das Lignin spaltet nacheinander die Acetyl- und Methoxyl-

Tafel 29.

Kohlenbildungsschema

Holz + Pilzenzyme

Zellulose + Lignin getrennt

+ Pilzenzyme oder Bakterien

Huminsäure + Essigsäure + Methanol

verschwindet

Huminsäure Anhydrite + Wasser

= Braunkohle

falls überlagert durch starkes Deckgebirge (Wärme unter 300°)

= Steinkohle + H_2S, CO, CO_2, CH_4

Druck wirkt verdichtend.

gruppen ab und geht in Huminsäuren, durch Abspaltung von Wasser schließlich in Huminsäureanhydride, d. h. in die Huminstoffe der Braunkohle, über. Im Falle einer Überlagerung durch starke Deckgebirge setzt unter dem Einfluß der Wärme der Inkohlungsvorgang ein, der unter Abspaltung von Kohlensäure und Methan von der Braunkohle zur schwarzen Steinkohle führt. Der Einfluß des Druckes des Deckgebirges ist, wenn er nicht plötzlich und damit mit nennenswerter Temperaturerhöhung auftritt, in der Vergangenheit wohl meist überschätzt worden. Seine Wirkung dürfte im Auspressen des Wassers, in der Verdichtung der Masse und unter geeigneten Vorbedingungen in der Erzeugung des Glanzes beruhen.

Die Kohlenbildung setzt also mit biologischen Vorgängen am Holze ein, setzt sich in chemischen Reaktionen der Huminsäuren fort, um schließlich durch physikalische Wirkungen vollendet zu werden.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Literaturnachweis.

FRANZ FISCHER und HANS SCHRADER: Die bisherigen und neuen Anschauungen über die Konstitution der Kohlen. Festschrift der Kaiser-Wilhelm-Gesellschaft zur Förderung der Wissenschaften zu ihrem zehnjährigen Jubiläum. Verlag von SPRINGER, Berlin 1921.

— — Über die Entkarboxylierung der Benzoesäure und der Phthalsäure. Abh. Kohle **6**, 79 (1921).

— — Überführung der Cellulose in Milchsäure durch Druckerhitzung mit wässrigem Alkali. Abh. Kohle **6**, 115 (1921).

— — Bemerkungen zur Ligninabstammung der Kohlen. Brennstoffchemie **3**, 341 (1922).

— — Entstehung und chemische Struktur der Kohlen. II. Auflage, Verlag W. Girardet, Essen 1922.

FRANZ FISCHER: Was lehrt die Chemie über die Entstehung und chemische Struktur der Kohlen? Naturwissenschaften, Verlag SPRINGER, Berlin 1921.

— Über das Verhalten von Cellulose und Lignin bei der Vermoderung. Brennstoffchemie **5**, 132 (1924).

FRANZ FISCHER, HANS SCHRADER und ALFRED FRIEDRICH: Druckoxydation des Lignins. Abh. Kohle **6**, 1 (1921).

— — Vorläufige Mitteilung über die Druckoxydation des Holzes. Abh. Kohle **6**, 22 (1921).

FRANZ FISCHER und HANS TROPSCH: Druckerhitzung und Alkalischmelze von Lignin. Abh. Kohle **6**, 271 (1921).

— — Über die Einwirkung von Salpetersäure auf Lignin. Abh. Kohle **6**, 279 (1921).

— — Vergleichende Vakuumdestillation von Lignin, Cellulose und entharztem Holz. Abh. Kohle **7**, 181 (1922/23) und „HÖNIG-Festschrift, Über Naturprodukte" Dresden 1923.

— — Vergleichende Untersuchungen über Lignin und Cellulose. Ber. d. Dtsch. Chem. Ges. **56**, 2418 (1923).

FRANZ FISCHER, HANS BROCHE und JOSEPH STRAUCH: Über die Bestandteile des Steinkohlenbitumens und die Rolle der einzelnen für das Backen und Blähen der Kohlen. Vorläufige Mitteilung, Brennstoffchemie **5**, 299, (1924).

— — Über die Bestandteile des Steinkohlenbitumens und die Rolle der einzelnen für das Backen und Blähen der Kohlen. Brennstoffchemie **6**, 33 (1925).

A. SCHELLENBERG: Über die Einwirkung der Salpetersäure auf Braunkohlen und Huminsäuren. Brennstoffchemie **2**, 384 (1921).

HANS SCHRADER: Über die Autoxydation des Lignins, der natürlichen Humusstoffe und der Kohlen und ihre Beeinflussung durch Alkali. Abh. Kohle **6**, 27 (1921).

HANS SCHRADER und HELMUT WOLTER: Über die Entkarboxylierung der Benzoesäure und der Phthalsäure. Abh. Kohle **6**, 79 (1921).

HANS TROPSCH und A. SCHELLENBERG: Darstellung der für die folgenden Untersuchungen verwendeten Huminsäuren. Abh. Kohle **6**, 191 (1921).

— — Alkalischmelze und Druckerhitzung von Huminsäuren. Abh. Kohle **6**, 196 (1921).

Digitized by Google

Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Hans Tropsch und A. Schellenberg: Einwirkung von Salpetersäure auf Huminsäuren. Abh. Kohle **6**, 214 (1921).
— — Einwirkung verschiedener anderer Reagenzien auf Huminsäuren. Abh. Kohle **6**, 235 (1921).
— — Trockene Destillation der Huminsäuren und ihrer mit Alkali erhaltenen Veränderungsprodukte. Abh. Kohle **6**, 248 (1921).
— — Vergleichende Einwirkung von 5 n. Salpetersäure auf Cellulose, Traubenzucker, künstliche Huminsäuren aus Zucker sowie aus Hydrochinin, natürliche Huminsäuren und Lignin. Abh. Kohle **6**, 257 (1921).
Hans Tropsch und A. v. Philippovich: Über die künstliche Inkohlung von Cellulose und Lignin in Gegenwart von Wasers, Abh. Kohle **7**, (1922/23).
Hans Tropsch: Notiz über den Ligningehalt von Laubblättern. Abh. Kohle **6**, 289 (1921).
— Notiz über die Einwirkung von Antimonpentachlorid auf Lignin. Abh. Kohle **6**, 301 (1921).
— Über die Bedeutung der in der Kohle gefundenen Zellulosereste. Brennstoffchemie **5**, 288 (1924).
Hans Tropsch und Paul Dilthey: Über das Bitumen der rheinischen Braunkohle. Brennstoffchemie **6**, 65 (1925).
Stutzer: Kohle (Allgemeine Kohlengeologie), Verlag Gebr. Borntträger, Berlin 1923.
E. Erdmann: Der genetische Zusammenhang von Braunkohle und Steinkohle auf Grund neuer Versuche, Brennstoffchemie **5**, 177 (1924).
Strache und Landt: Kohlenchemie. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig 1924.
C. Wehmer: Versuche über Umwandlung von Lignin, Cellulose und Holzsubstanz in Huminstoffe durch Pilze. Brennstoffchemie **6**, 101 (1925).
Reinhard Thiessen: The origin and constitution of coal. Wilkes-Barr 1924.
— The constitution of coal. American Institute of Mining and Metallurgical Engineers 1925.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

21. Begleitworte zu der Karte von La Gomera[1]) mit einem Anhang über die Calderafrage.

(Vortrag, gehalten auf der Hauptversammlung in Münster i. W. am 14. August 1925.)

Von Herrn C. Gagel in Berlin.

(Hierzu Tafel XXIII—XXVIII.)

(Mit Unterstützung der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft.)

Die Insel La Gomera — anscheinend die älteste der Kanarischen Inseln — weist in ihrem Aufbau und in ihren Gesteinen die überraschendste Ähnlichkeit auf mit La

---

[1]) Die Karte ist nach der Karte K. v. Fritschs vom Jahre 1868 photographisch vergrößert und ist im allgemeinen durchaus gut und richtig — weist aber doch einige störende Fehler auf, die ich im Felde bei der beschränkten Zeit nicht berichtigen konnte, so besonders in der Gegend zwischen Agulo und Valle Hermoso, die erheblich ungenau bzw. falsch ist.

Auf der mir leider erst am letzten Tage meines Aufenthaltes auf La Gomera zu Gesicht gekommenen Kartenskizze von L. F. Navarro sind Barranco de Tagora und Barranco de la Piedra Gorda als zwei verschiedene Barrancos eingezeichnet, was anscheinend richtig ist. — Dafür fehlt aber auf der Skizze von Navarro der östlich von Agulo verlaufende Barranco del Cedro! — Der Barranco de la Piedra Gorda geht anscheinend vorzugsweise unter dem Namen Barranco de la Rosa — es war mir aus der Fülle der sich widersprechenden Namens- und Ortsangaben nicht möglich, das richtige bzw. gebräuchlichste herauszufinden und die Karte richtigzustellen. Diese Karte ist ein Kompromiß zwischen der v. Fritschschen Karte und meinen Beobachtungen, so auch besonders im Oberlauf des Barranco de la Laja, unter dem Rocque de Ogila.

Die Grenze zwischen alter und junger Formation ist überall beobachtet und verfolgt bis auf den äußersten Osten bei Campana, wo vom Land aus keine Beobachtung möglich und vom Meere aus durch Sturm verhindert war.

Die eingetragenen Gänge sind kaum 5 % der wirklich vorhandenen, die in dem kleinen Maßstab nicht darstellbar sind. Die Aufschlüsse der Tiefengesteine im Valle Hermoso und Barranco de la Culata sind ebenfalls so zahlreich und klein, daß sie immer zu mehreren zusammengefaßt werden mußten.

Wie ich erst am letzten Tage meines Aufenthaltes auf La Gomera erfuhr, ist nach Kriegsende eine größere Arbeit von Lucas Fernandez Navarro über La Gomera erschienen:

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Palma[2]), von der sie durch einen breiten und mehr als 2500 m tiefen Meeresarm getrennt ist (siehe Seite 556).

Wie in der Caldera von La Palma ist auch auf La Gomera ein uraltes, diabasisches, sehr stark tektonisch beeinflußtes, metamorphosiertes, chloritisiertes, z. T. völlig kaolinisiertes Grundgebirge vorhanden, das bis auf mehr als 700 m Tiefe stark zersetzt ist und sich jetzt noch, nachdem es eine ungeheuer starke Denudation und Erosion erlitten hat, bis zu über 800 m Meereshöhe erhebt.

Dieses Grundgebirge tritt ganz vorwiegend im N der Insel auf, vom Risco de Tegueleche (nördlich vom Valle Gran Rey) im W (Taf. XXV, Abb. 2), bis östlich von Hermigua—Palmar (Taf. XXV, Abb. 1; Taf. XXVI). Dieses Grundgebirge wird nach S zu bedeckt von einer jungen (tertiären bis posttertiären) vulkanischen Formation aus Alkalibasalten, Tephriten, Trachydoleriten, Trachyten, usw., die im Gegensatz zu dem alten Grundgebirge völlig frisch und ungestört sind und nur die normalen Verwitterungserscheinungen an der Oberfläche aufzuweisen.

Diese jungvulkanische Formation besteht zum sehr erheblichen Teil aus deckenförmigen Ergüssen, die im allgemeinen von der Mitte der Insel nach den Rändern zu, vorwiegend nach S und O, aber auch nach W zu, fallen (Taf. XXV, XXVII, Abb. 2), aus Aschen- und Schlackenmassen, die zwischen diesen Decken und ganz

---

Observaciones geologicas en la isla de Gomera. Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Ser. geol. Nr. 23, Madrid 1918.

Diese Arbeit enthält sehr wertvolle und genaue mikroskopische Beschreibungen und chemische Analysen der von L. F. NAVARRO dort gesammelten Gesteine, ist aber in ihren geologischen Angaben durchaus unzutreffend. L. F. NAVARRO leugnet die Existenz des alten Grundgebirges, trotzdem aus seinen mikroskopischen Beschreibungen der Gesteine und deren Fundortsangaben hervorgeht, daß er die ungeheuer starke Zersetzung und mechanische innere Zertrümmerung (a. a. O. S. 49 u. 62) der Grundgebirgsgesteine, ihre Chloritisierung usw. sehr gut und genau beobachtet hat und sehr erstaunt darüber ist, ohne den Grund dafür — das sehr viel höhere Alter und die alte Gebirgsbildung — finden zu können. Die Haupttypen hat L. F. NAVARRO durchaus richtig beobachtet und erkannt; die Monchiquite, Bostonite, Essexitmelaphyre, Essexitporphyrite aber nicht gefunden.

[2]) C. GAGEL: Die Caldera von La Palma. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk., Berlin 1908, S. 168—186, und S. 222—250. Tafel 3.

— — Das Grundgebirge von La Palma. Diese Zeitschr. 1908. Bd. 60. Monatsber. S. *25—31* mit 2 Tafeln.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

vorwiegend im tieferen Teile der Mitte der Insel auftreten, und aus nahezu zahllosen Gängen, die die ganze Insel durchsetzen. Diese monchiquitischen, basaltischen, phonolithischen, trachytischen, bostonitischen, essexitporphyritischen Gänge sind sehr oft aus den sie umgebenden Aschen- und Schlackenmassen, die sie durchbrochen haben, mauerartig herausgewittert, und diese ausgewitterten Gangmauern sind eine so häufige und charakteristische Erscheinung auf der Insel, daß die Eingeborenen einen besonderen Namen dafür haben — sie nennen sie Taparuchas (Taf. XXVIII, Abb. 2 und Abb. 1. S. 554).

Eine weitere, sehr charakteristische Erscheinung der Insel sind die „Rocques", die aus dem stark zersetzten Grundgebirge als steile Felsen ausgewitterten und herausgeschälten, fast immer phonolithischen Schlotausfüllungen („Stiele") junger, inzwischen schon ganz zerstörter Vulkane, von denen die phonolithischen bzw. trachyphonolithischen Deckenergüsse im oberen Teil der jungvulkanischen Formation ausgegangen sind (Taf. XXVIII, Abb. 1).

Diese jungvulkanische Formation, die in der Mitte der Insel im Alto de Garagonay mit 1384 m[3]) gipfelt, wird durch eine große Anzahl sehr steiler, steilwandiger und tief eingeschnittenen Täler — Barrancos —, die sternförmig von der Mitte der Insel ausstrahlen, zerschnitten, und ist so bis zu über 800 m Tiefe ausgezeichnet aufgeschlossen, so daß über Aufbau, Lagerungsverhältnisse und Gesteine nicht der mindeste Zweifel übrigbleibt. Man kann alles photographieren!

Nach dem Meere zu endigt die Insel fast überall in 150 bis $>$ 600 m hohen, senkrechten Abstürzen — Küstenklippen, die nur durch die Mündungen der engen Barrancos unterbrochen werden (Taf. XXVII, Abb. 2). Nur vor den Barrancos de la Villa, de Hermigua, de Valle Hermoso, de Valle Gran Rey und de Sant Jago liegt je ein schmaler, flacher Küstenstreifen auf ganz geringe Ausdehnung (Playa) zwischen den steilen Talwänden. Die zwischen den steilen, tief eingeschnittenen Barrancos liegenden Grate, auch in der jungen Formation, sind z. T. messerscharf und sehr zerschnitten. Sie ähneln in ihrer äußeren Erscheinung vollständig den ältesten Teilen von Teneriffa, dem Anaga- und Tenogebirge.

[3]) Nach der neuesten spanischen Triangulationsbestimmung.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Die Wände dieser Barrancos sind ungeheuer steil, oft senkrecht und z. T. treppenförmig durch die verschiedenen darin ausstreichenden harten Lavabänke, die meistens nur durch dünne Tuffschichten voneinander getrennt werden.

Im Gegensatz zu den ungeheuer steilen, oft senkrechten Wänden der Barrancos in der jungvulkanischen Formation sind die Täler — z. T. Valles — im alten Grundgebirge mit seinen stark zersetzten Gesteinen immer ganz erheblich flacher abgeböscht, und da, wo alte und junge Formation zusammen und in Überlagerung auftreten, ist zwischen beiden stets ein sehr schöner und auffallender Geländeknick, eine negative Terrainkante vorhanden, die auf viele, viele Kilometer sichtbar und stets unverkennbar ist (Taf. XXV, Abb. 1).

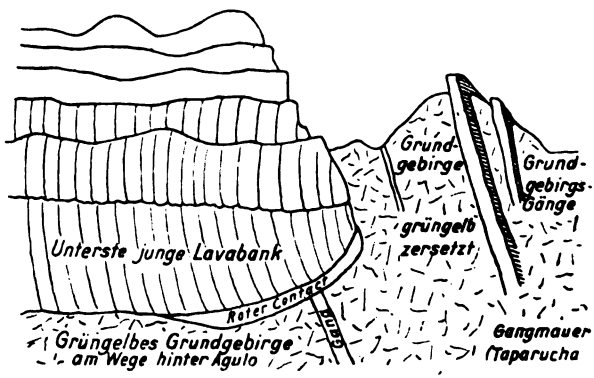


Abb. 1. Kontakt der fast senkrecht abstürzenden jungvulkanischen Formation mit dem flach abgeböschten Grundgebirge am Wege hinter (NW) Agulo. Der Kontakt geht nach hinten sehr steil in die Höhe bis zur Paßhöhe nach Sobre Agulo!

— genau so, aber noch schärfer, wie in der Caldera von La Palma (a. a. O. und Geol. Charakterbilder, Heft 20. Taf. 3, 4, 6). Sehr oft findet sich an der Grenze des alten Grundgebirges zur jungvulkanischen Formation eine 25 bis 50 cm starke, brandrote Schicht, die man ebenfalls auf viele Kilometer Entfernung erkennen kann; doch ist diese rote Schicht erstens nicht immer und überall an der Grenze vorhanden und zweitens treten ähnliche rote Aschenschichten und Schlackenschichten stellenweise noch hoch über dem Kontakt, innerhalb der jungvulkanischen Formation, auf.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Über das Alter sowohl des alten Grundgebirges wie der jungvulkanischen Formation ist bei dem Mangel jeglicher fossilführender Schichten nichts sicheres zu ermitteln. Sicher ist nur, daß das Grundgebirge sehr alt ist, sehr stark durch Gebirgsbewegung und Verwitterung beeinflußt ist und schon vor der Ablagerung der jungvulkanischen Formation eine sehr erhebliche Denudation und Erosion erlitten hat — zwischen den beiden Formationen liegt ein ungeheuer großes Intervall!

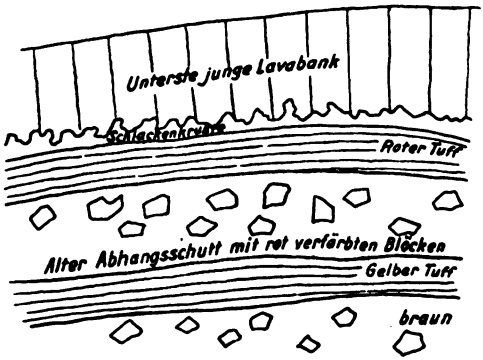


Abb. 2. Kontakt der senkrecht abbrechenden jungvulkanischen Formation mit dem flach abgeböschten, rot verfärbten Grundgebirge hinter (NW) Agulo.

Die jungvulkanische Formation ist größtenteils — wenn nicht ausschließlich — tertiären Alters, und zwar nicht einmal so sehr jungtertiären Alters, nach dem sehr starken Ausmaß der Denudation und Erosion zu urteilen, der auch sie unterworfen gewesen ist. Sie liegt z. T. nur noch in Denudationsresten auf den Rücken zwischen den Tälern des alten Grundgebirges. Die Barrancos sind bis fast 800 m tief in sie eingeschnitten. Vulkanische Formen: Ausbruchskegel, Kraterbildungen usw., sind, abgesehen von dem ganz kleinen, dürftigen Ringwall der „Laguna grande" dicht neben dem Alto Garagonay, nicht mehr vorhanden; von Eruptionen ist mindestens seit dem 14. Jahrhundert nichts bekannt. Vulkanische Ablagerungen in den Erosionsformen (wie auf Madeira und der großen Canare) sind nicht vorhanden!

Da die Insel La Gomera aus denselben Gesteinen aufgebaut ist wie Madeira, La Palma und Gran Canaria

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

und auf diesen Inseln die Hauptmaße der jungvulkanischen Gesteine schon vorhanden war, als sich die jungmiocänen marinen Ablagerungen an sie an- bzw. auf sie auflegten. so

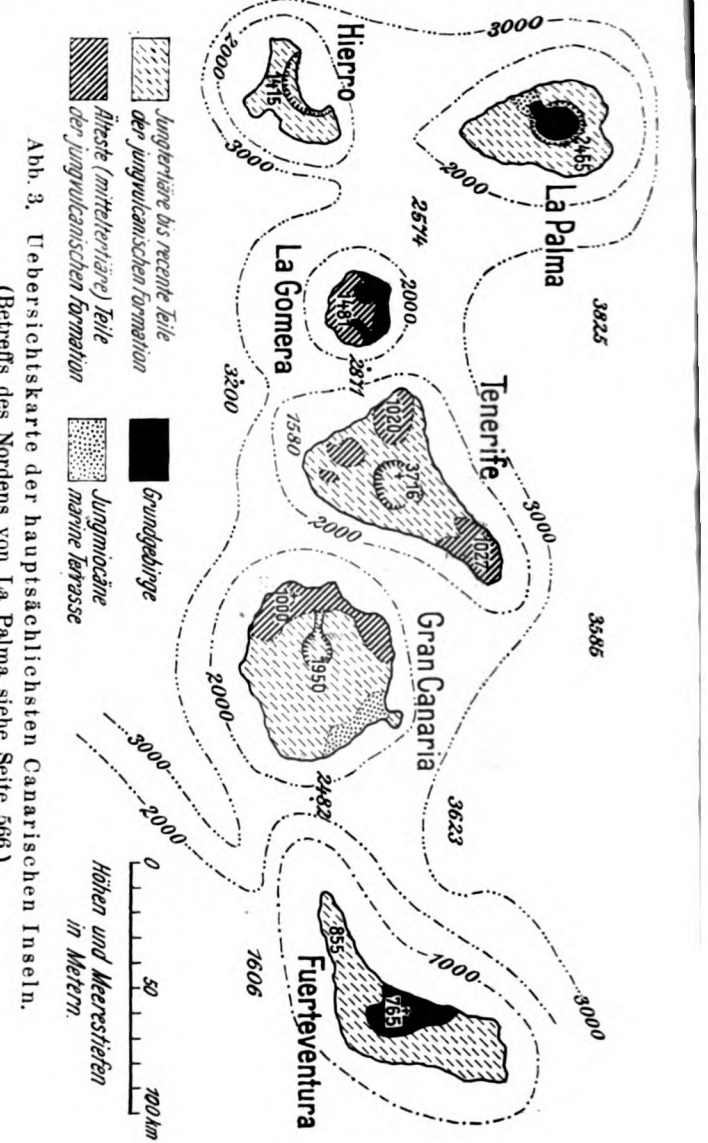


Abb. 3. Uebersichtskarte der hauptsächlichsten Canarischen Inseln.
(Betreffs des Nordens von La Palma siehe Seite 566.)

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

ist anzunehmen, daß auch die Hauptmasse der jungvulkanischen Formation von La Gomera mindestens mittelmiocänes Alter hat. (Siehe die Abbildung auf der vorigen Seite 556 und Erläuterungen dazu Seite 566.)

Wie sich aus den tiefen und schönen Aufschlüssen im Barranco de la Villa und an den Seeklippen bei San Sebastian, im Barranco de Sant Jago, im Barranco de Herque und im Barranco de Valle Gran Rey sowie bei Hermigua und Agulo ergibt, liegen zu unterst bzw. unmittelbar auf dem Kontakt des alten Grundgebirges immer ganz dunkle, basaltische Gesteine[4]); die Oberfläche fast der ganzen jungvulkanischen Formation wird von ganz hellen trachytischen, z. T. von trachydoleritischen bzw. trachyphonolithischen Gesteinen gebildet[4a]). Die Eruptionenprodukte der jungvulkanischen Formation sind also andauernd s a u e r e r geworden!

Ich habe leider nicht die Zeit und Möglichkeit gehabt, das wundervolle, fast 800 m hohe Profil am Risco de la Mérica bei Valle Gran Rey und das fast 600 m hohe Profil am Beginn des Barranco Valle Gran Rey ganz speziell durchzuklopfen und ein detailliertes Profil dieser prachtvollen Aufschlüsse sowie der im Barranco de Herque aufzunehmen, sondern habe mich nur mit Stichproben begnügen müssen, von denen mir auch noch einige verloren gegangen sind; über diese Reihenfolge der Eruptionsprodukte von ganz basischer bis zu erheblich saurer Beschaffenheit und Konstitution (nach L. F. Navarro [a. a. O. S. 42] von 40% bis zu $>64\%$ SiO_2 und bis 5,92, ja 6,16% TiO_2) kann aber gar kein Zweifel bestehen. N i r g e n d s habe ich auf der Höhe der Insel basische — basaltische — Decken und Ströme gefunden, und nur an ganz wenigen Stellen liegen auf dem Kontakt nicht g a n z dunkle Gesteine!

Die einzige kleine Abweichung von der Regel, daß in der jungvulkanischen Formation die Ergüsse fortschreitend saurer werden, fand ich in den oberen Teilen des Barranco de la Laja, wo ziemlich hoch oben, i n n e r h a l b der ganz hellen trachytischen und trachyphonolithischen Ergußfolge einzelne dünne, dunkle Gesteinsbänke: Essexitmelaphyre, Essexitporphyrite usw. auftreten.

Der Kontakt der alten und jungen Formation schwankt in bezug auf die Höhe über dem Meeresspiegel in s e h r

[4]) L. F. Navarro, a. a. O. S. 42, Analyse β_1''' und Analysentafel S. 568, Nr. 12 und 13.

[4a]) A. a. O. S. 42, Analysen $t\varphi$, φ'', t'' und Analysentafel S. 568, Nr. 4, 6, 7.

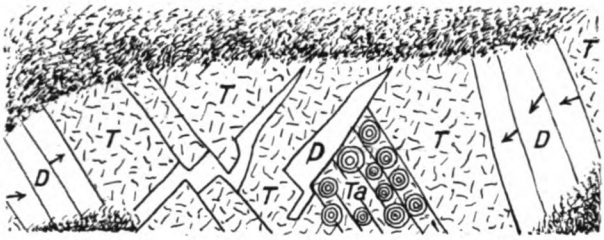
Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

erheblichem Maße und geht oft sehr steil herauf und herunter (s. Abb. 1 Seite 554). Die Ströme der jungvulkanischen Formation haben sich eben über ein sehr stark ausgeprägtes Erosionsrelief des alten Grundgebirges ergossen. Bei Cruz de Vera (Santa Clara) erhebt sich das alte Grundgebirge bis zu 810 m Meereshöhe und die Erosionsreste der jungen Decken legen sich in etwa 750 bis 760 m Meereshöhe darauf bzw. daran an; an der Cumbre de la Corbonera steigt das Grundgebirge bis zu 820 m an, bei Agulo liegt der Kontakt der alten und jungen Formation in etwa 300 m Meereshöhe. Am Risco de Tegueleche (Taf. XXV, Abb. 2) fällt der Kontakt in einem klaren Aufschluß von etwa 400 m bis zum Meeresspiegel unter 20—30°, im Unterlauf des Valle Gran Rey liegt der Kontakt in 50—150 m Meereshöhe, weiter oberhalb etwa in 350—400 m Meereshöhe und hinter der Rocque de Agando beim Abstieg in den Barranco de la Laja habe ich ganz metamorphosierte Diabase auch noch in reichlich 800 m Meereshöhe gesammelt, kann dort allerdings nicht bestimmt feststellen, ob diese Diabase hier noch „anstehend" oder vulkanisch verschleppt — gehoben — sind. Die Aufschlüsse sind nicht klar und furchtbar zerrüttet und derartig von jungen Gängen durchsetzt, daß man nicht weiß und sagen kann, was da eigentlich überwiegt. Südlich von der geschlossenen Grenze zwischen alter und junger Formation, kommt die erstere mindestens in drei großen und einigen kleineren „Fenstern" noch durch die jungvulkanische Formation durch, unterhalb der Rocque de Agando-Rocque de Ogila, im Barranco Valle Gran Rey und unterhalb der Cumbre (Degollada) de la Carbonera zu beiden Seiten des Weges nach San Sebastion, sowie in kleineren Aufschlüssen noch unterhalb dieses größten „Fensters" im Barranco de Agua jilba. Es ist möglich, daß das Grundgebirge noch an einigen anderen Stellen, z. B. oberhalb Ayamorna und bei Arure, durchstößt; doch kann ich diese Stellen nicht durch Fundstücke belegen, sondern habe sie nur durch das Fernglas oder vom Pferde aus beim eiligen Reiten gesehen und bin meiner Sache hier nicht ganz sicher.

Der Kontakt der alten und jungen Formation ist überall so prachtvoll scharf durch den Geländeknick (und großenteils auch durch die rote Schicht) bezeichnet, daß er schon durch das Fernglas auf viele Kilometer weit zu erkennen ist und daß man nie einen Augenblick

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

im Zweifel ist, wo man ihn zu suchen und einzutragen hat; bei seiner Verfolgung hat mir ein Zeisssches Triëder, das mir von den Zeisswerken sehr dankenswerterweise zur Verfügung gestellt war, die wertvollsten Dienste geleistet, ebenso wie 18 Jahre vorher auf La Palma. Ohne dies Instrument hätte ich viel Zeit mit Suchen verloren!

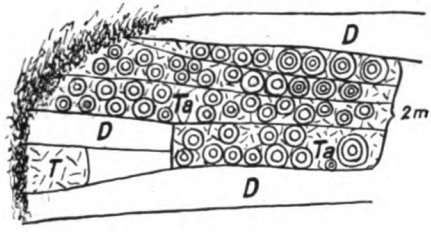


Unterhalb Valle Hermoso, etwa 10 m lang.

T Tiefengestein (Essexit und Madeirit) T, im Diabasischen Grundgebirge D.

Abb. 4. Aufschluß in der linken Talflanke des Barranco abajo de Valle Hermoso. Die Tiefengesteine sind z. T. kugelig abgesondert, z. T. deutlich gebankt. Die Bänke des diabasischen Grundgebirges rechts und links fallen gegeneinander!

In den tiefsten Aufschlüssen im alten Grundgebirge finden sich an einigen Stellen, besonders in der Umgegend von Valle Hermoso, aber auch bei Hermigua, Agulo usw., etwa 25—30 Vorkommen vollkommen grobkristalliner Tiefengesteine: Essexite, Madeirite usw. Diese früher als „Diabase“ bzw. „Hypersthenite“ bezeichneten[5]) und für das alte



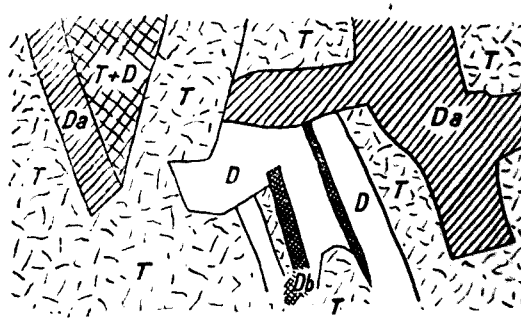
Unterhalb Tamargada.

Abb. 5. Horizontale Intrusion des frischen, deutlich gebankten und kugelförmig abgesonderten Tiefengesteins (Essexit) T im gelblich-grünlichen, diabasischen Grundgebirge D. Unterhalb des Dorfes Tamargada.

[5]) K. v. Fritsch: Reisebilder von den Canarischen Inseln. Petermanns Mitteilungen. Ergänzungsband V, 1867, S. 1—44.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Grundgebirge der Insel gehaltenen Gesteine sind ganz sicher Intrusionen, die sehr viel jünger sind als das alte diabasische, metamorphosierte Grundgebirge, und sind erst in dieses eingedrungen, als es schon chloritisiert, metamophosiert, stark durch Gebirgsdruck gepreßt und innerlich zertrümmert war. Diese essexitischen bis madeiritischen Tiefengesteine sind an den bei weitem meisten Stellen anscheinend sehr bis völlig frisch und in der gewaltsamsten Weise zwischen die steil aufgerichteten, aufgeblätterten, ganz metamorphosierten, zerrütteten, zersetzten Bänke und Gänge der Diabasformation eingepreßt und umschließen z. T. abgequetschte Partien dieser selben metamorphosierten Gesteine vollständig!



Unterhalb Valle Hermoso.

D = grüngelber Diabas. T = Tiefengestein (meist dunkel, madeiritähnlich). Da = weiß zersetzter Diabas. T + D = Tiefengestein und Diabas unentwirrbar. Db = rot zersetzbarer Diabas.

Abb. 6. Aufschluß in der linken Talflanke des Barranco abajo*) de Valle Hermoso. Das Tiefengestein ist hier meistens sehr basisch und madeiritähnlich. Das diabasische Grundgebirge z. T. „normal" grünlich-gelb bis gelbgrün, z. T. fast weiß zersetzt, z. T. rot zersetzt.

Es sind in der letzten Zeit durch eine neue Weganlage und durch kleine Steinbrüche unterhalb Valle Hermoso die schönsten und klarsten Aufschlüsse entstanden, die die Lagerungs- und Verbandsverhältnisse einwandfrei erkennen lassen.

*) Mit Barranco abajo wird der namenlose, unterhalb (abajo) des Ortes gelegene Teil des Flußtals bezeichnet, während die Stammtäler oberhalb des Ortes alle besondere Namen haben.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Diese Aufschlüsse der Tiefengesteine finden sich fast stets am Grunde der Täler im Grundgebirge, nicht weit über dem Meeresspiegel; in dem Rücken zwischen dem Barranco de Valle Hermoso und dem Barranco de Tamargada, im Barranco de Culata, steigen sie aber fast den ganzen Rücken hinauf bis über 600 m Meereshöhe und bis zu etwa 30—50 m unter der höchsten Höhe des Passes an.

Während die bei weitem meisten dieser Tiefengesteine vollkommen frisch und unzersetzt erscheinen, finden sich auch einige, die schon mehr oder minder stark verwittert sind, und einzelne sind ganz grusig zersetzt. Ob diese wesentlich älter sind als die anscheinend jungen und frischen Tiefengesteine oder ob sie nur länger der Verwitterung ausgesetzt (durch die Erosion früher in deren Bereich gebracht) oder durch pneumatolytische Prozesse zersetzt sind, kann ich noch nicht einwandfrei entscheiden. Ich möchte aber das letztere für das wahrscheinlichere halten. Die Entscheidung muß die genaue mikroskopisch-petrographische Untersuchung erbringen, die zeigen muß, ob diese Gesteine auch innerlich ebenso durch Gebirgsdruck zertrümmert und zerpreßt sind wie die Gesteine des Grundgebirges. Da diese Tiefengesteine nach Analogie mit La Palma und Madeira genau dieselbe chemische Zusammensetzung und denselben Mineralbestand haben wie ein Teil der Gesteine der jungvulkanischen Formation (Essexitporphyrite, Essexitmelaphyre usw.), so gehören sie sicher mit diesen zusammen.

Da aber auch in dem alten, metamorphosierten, diabasischen Grundgebirge, deutlich schon mit bloßem Auge erkennbar, ebenfalls die charakteristischen Essexitmelaphyre, Essexitporphyrite usw. z. T. als Bänke, z. T. in Form von Bomben und losen Blöcken in den alten zersetzten Tuffen vorkommen, so ist es ebenso wie auf La Palma augenscheinlich, daß auch das alte grünsteinartige Grundgebirge aus demselben Magma extrudiert ist wie die jungvulkanische Formation, daß hier auf den Canaren derselbe Magmaherd zweimal, getrennt durch ein großes, noch gar nicht abschätzbares Intervall, dieselben Eruptionsprodukte geliefert hat[5a]).

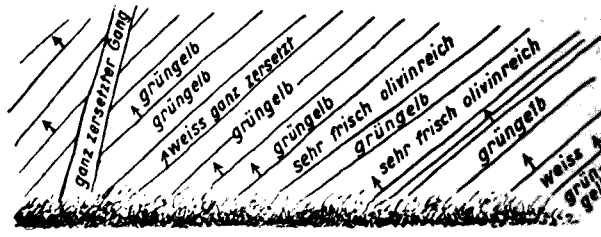
[5a]) Vgl. Sir Charles Lyell: Elements of Geology, 1855, S. 504; aber auch J. Hilsch: Stoff und Masse der tertiären Eruptivgebilde des Böhmischen Mittelgebirges in Tschermacks Miner.-petrogr. Mitteilungen, Bd. 38, 1922, S. 90, wo gezeigt wird,

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Ich kann nur betonen, daß die Gesteine des alten Grundgebirges der Canaren die verblüffendste Ähnlichkeit haben mit den „Grünsteinen“ (Deck- und Intrusivdiabasen) des Mittel- und Oberdevons in unseren alten varistischen Gebirgen, z. B. in der Umgebung von Marburg—Biedenkopf, wo ja auch alle dahin gehörigen essexitischen Gesteine bis zum Paläopicrit vorhanden sind, ebenso wie auf La Palma und La Gomera.

Höchst auffallend ist auf La Gomera die außerordentliche Ungleichmäßigkeit der Verwitterung und Zersetzung im Grundgebirge!

Während man bei Cheheré und Tagora auf eine Erstreckung von vielen hundert Metern überhaupt kein festes Gestein mehr, sondern nur völlig kaolinisierte (aber noch völlig die ursprüngliche Struktur zeigende) Gesteine findet (Taf. XXVII, Abb. 1), sind an anderen Stellen die Gesteine an der Oberfläche noch ganz gut erhalten. Geht man dann von der Höhe bei Cheheré—Cruz de Vera usw. in einem der Barrancos herunter nach Valle Hermoso, so nimmt der Grad der Zersetzung schnell ab, bis dann plötzlich ganz unvermittelt wieder völlig zersetzte Gesteine auftreten, und dieser Rhythmus wiederholt sich etwa dreimal bis unten zu den Tiefengesteinsaufschlüssen, die z. T. in diabasischem, grünsteinartigem Gebirge, z. T. in ganz zersetzten Gesteinen liegen.



Grundgebirge gegenüber Hermigua.

Abb. 7. Weiße, sehr stark zersetzte und kaolinisierte Bänke im diabasischen, grünlichgelben Grundgebirge, in dem noch ganz frische, olivinreiche „Bänke“ bzw. Lagergänge eingeschaltet sind. Siehe Tafel XXVI, Abb. 2. Die ganze Schichtenfolge fällt konkordant nach N.

---

daß dort das alte, gefaltete Grundgebirge aus pazifischen (Alkalikalk-) Gesteinen, die tertiäre vulkanische Formation aber aus atlantischen (Alkali-) Gesteinen besteht!

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Es müssen also pneumatolytische, postvulkanische Prozesse sehr wesentlich an dieser Zersetzung des Grundgebirges mit beteiligt sein.

Noch viel auffallender sind einzelne, im Grünsteingebirge liegende, sehr stark kaolinisierte, weiße Bänke, die von viel weniger zersetzten Grünsteinbänken, ja sogar von auffallend frischen Bänken mit frischen Olivinen (Lagergängen) über- und unterlagert werden, während sonst das Grundgebirge keine unzersetzten Olivine mehr enthält (Taf. XXVI, Abb. 1 u. 2).

Diese selektive, völlige Zersetzung und Kaolinisierung von einzelnen Bänken ist mir bis jetzt völlig rätselhaft; es ist aber reichliches Material zur analytischen Verfolgung der Frage vorhanden. Eine ähnliche Erscheinung, die mir im Grunde auch unerklärlich war und für die ich einen mich selbst nicht befriedigenden Erklärungsversuch gemacht habe, habe ich seinerzeit auf Tenerife beobachtet[6]).

Ferner ist es sehr auffallend, daß trotz der hochgradigen Zersetzung und Kaolinisierung des Grundgebirges der Kalk der Kalknatronfeldspäte, Augite usw. nicht aus den Gesteinen völlig entfernt, sondern nur umgelagert ist und in Form feiner Imprägnationen, Kluft- und Spaltenausfüllungen von $CaCO_3$ überall noch vorhanden ist. Z. T. sind die Gesteine des Grundgebirges mit einem feinen oder gröberen Netzwerk von Kalkadern und Schnüren durchsetzt und brausen selbst stark mit Salzsäure.

Auffälligerweise finden sich in den zersetzten Tuffen des Grundgebirges, wie z. B. bei Valle Gran Rey, große Arragonitrosetten und -kugeln, die sehr deutlich und stark strontianithaltig sind. Dieselbe Erscheinung habe ich inzwischen übrigens auch an Arragoniten von La Palma und Madeira festgestellt. Woher der Strontiumgehalt stammt, ist zunächst nicht zu ermitteln; er tritt jedenfalls nicht auf Gängen auf (siehe auch Seite 567).

Über das Alter des alten diabasischen Grundgebirges fehlt es an jedem sicheren Anhalt. Es ist nach den Beschreibungen von Fritsch und Hartung in derselben Beschaffenheit wie auf La Palma und La Gomera auch auf Fuerteventura vorhanden und wird dort von Tonschiefern und fossilführenden Kalken bedeckt, über denen dann erst die jungvulkanische Formation folgt.

[6]) Vgl. C. Gagel: Beobachtungen über Zersetzungs- und Verwitterungserscheinungen in jungvulkanischen Gesteinen. Centralbl. f. Min. 1910, Nr. 8, S. 272—275.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Aber die Tiefengesteine, die auf La Palma und La Gomera nur in Form kleinerer Intrusionen im Grundgebirge auftreten, bilden auf Fuerteventura einen mächtigen, kugelkalottenförmigen Lakkolithen, der durch das Grundgebirge durchstößt bzw. durch Denudation z. T. aus dem Grundgebirge herauspräpariert ist und der die — leider fossilfreien — Tonschiefer des Grundgebirges stark kontaktmetamorphosiert hat.

Die Kalke enthalten nach den Aufsammlungen v. Fritschs traurige, unbestimmbare Bruchstücke von Ostreen und nach Stücken, die als Mörtelkalk nach Las Palmas verfrachtet und dort von mir aufgelesen sind, auch Foraminiferen (nach Herrn Dr. Quenstedt: *Orbitolites* sp. *Pullenia* ? sp.); ihr Alter ist zunächst also ebenfalls unbestimmbar.

Der cenomane Seeigel *Discoidea pulvinata* Des., den Cotteau und Lemoine[7]) von Hierro beschreiben, stammt nach den Untersuchungen von L. F. Navarro[8]) sicher nicht von Hierro, sondern ist dort als loses Stück an einem Kalkofen gefunden, stammt also, wie aller Mörtelkalk der Canaren, ziemlich sicher von Fuerteventura. Das würde also mit großer Wahrscheinlichkeit darauf hindeuten, daß die Kalke Fuerteventuras, die zwischen Grundgebirge und jungvulkanischer Formation liegen, cenomanen Alters sind.

Das diabasische Grundgebirge, das auf Fuerteventura kontaktmethamorphe Tonschiefer führt, gleicht, wie schon erwähnt, auf La Palma und La Gomera durchaus den Deckdiabasen und sonstigen damit zusammenhängenden Gesteinen des niederrheinischen Devons und der sonstigen varistischen Gebirge Deutschlands; ob es auch dem Alter nach damit übereinstimmt, muß offen bleiben. Der Hiatus zwischen ihm und dem „jungvulkanischen" (mindestens miocänen) Deckgebirge ist ungeheuer groß.

Da, wo größere, zusammenhängende Aufschlüsse vorhanden sind, wie unter dem Kirchhof von Hermigua, unterhalb Valle Hermoso, unterhalb Tamargada, an den meisten Seeklippen im N, sieht man, daß die Bänke des Grund-

[7]) Cotteau et Lemoine: Sur la presence du Cretacé aux iles Canaries. Bull. de la societé Géologique de France 1910. S. 267—270.

[8]) L. F. Navarro: Sur la non existence du Cretacé dans l'île de Hierro Compt. rend. de l'Acad. des Sc. de Paris 1917. T. CLXV.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

gebirges meistens in der wildesten Weise gestört, aufgerichtet, geknickt und gefaltet sind, so daß es bei kleinen Aufschlüssen gegebenenfalls kaum möglich ist, festzustellen, was davon Bank und was Gang ist; an einzelnen Stellen, so an der Playa von Hermigua, am Risco de Tegueleche und im Barranco de la Piedra Gorda sind die Störungen im Grundgebirge nicht so schlimm, und da sieht man, daß diese Bänke des diabasischen Grundgebirges, ebenso wie die der jungen Formation, nicht sehr steil nach dem Meere zu fallen.

Es scheint also, daß auch das Grundgebirge von La Gomera ebenso wie das von La Palma — und nach HARTUNG auch das von Fuerteventura[9]) — ursprünglich eine ähnlich domförmige Insel gebildet hat, wie es die jetzigen Inseln La Palma, La Gomera und die große Canare sind.

Die Zerstörung der jungvulkanischen Formation von La Gomera durch die Erosion ist genau so stark und weit vorgeschritten (Bildung von Kesseltälern, messerscharfen Graten, auf denen man rittlings sitzen kann u. s. f.), wie die der ältesten Gebirgsteile von Tenerife (Anaga- und Tenogebirge) und die Beschreibung von FISCHERS[10]) vom Anagagebirge im NO von Tenerife paßt bis in die letzten Einzelheiten (auch petrographisch) genau auf Gomera.

Als erstes und bisher einziges Fossil, das bisher in einer der vulkanischen Formationen der Canaren gefunden ist (die miocänen Fossilien der großen Canare liegen in der marinen, dem vulkanischen Kern der Insel an gelagerten Terrasse und beweisen nur, daß der jungvulkanische Kern der großen Canare größtenteils älter als obermiocän ist), liegen seit März 1925 die beiden Femura und ein Humerus einer Riesenlandschildkröte vor, die bei (SO) Adeje auf Teneriffa nach Durchbrechung einer harten Schicht vulkanischen Tuffes in diesem, 7 m tief unter der Oberfläche, gefunden sind, in einem alten, tertiären Tuff, der von einer alten Basaltdecke überlagert ist. Es ist offenbar („viele zerbrochene Knochen") das ganze Tier vorhanden gewesen, aber nur die besterhaltenen Stücke sind auf-

[9]) G. HARTUNG: Die Geologischen Verhältnisse der Inseln Lanzarote und Fuerteventura. Neue Denkschriften der schweizerischen Gesellschaft für allgemeine Naturwissenschaft, Zürich 1857, Bd. 15, Tafel III.

[10]) FRITSCH, REISS, HARTUNG: Tenerife, geologisch-topographisch dargestellt. Winterthur 1867.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

bewahrt. Der Humerus ist 17 cm lang und an der schwächsten Stelle 2,5 cm stark; die Femura 14 cm lang und 2 cm stark. Ein ebenfalls vorhanden gewesenes Rückenschild von etwa 80 cm Größe ist durch einen unglücklichen Sprengschuß zerstört; es enthielt noch die symmetrisch gelegenen Skelettknochen!

Nach GÜNTHER (The gigantic landtortoises of the british museum) zeigen diese Reste m. E. eine sehr große Verwandtschaft und Ähnlichkeit mit der *Testudo ephippium* von den Gallopagos, deutliche Beziehungen zu der *Testudo Vosmeri* von Rodriguez, aber gar keine Ähnlichkeit und Beziehungen zu den Riesenlandschildkröten der Aldabrainsel nordwestlich von Madagaskar, — soweit ich das als Nichtspezialist beurteilen kann.

Das an sich schon reichlich komplizierte Phänomen der geographischen Verbreitung dieser Riesenlandschildkröten über die weltenweit voneinander entfernten kleinen Inseln: Gallopagos, Rodriguez, Aldabra und jetzt Teneriffa (und Minorea) wird durch diesen neuen Fund noch verzwickter und schwerer verständlich.

Die Reste, die von Dr. BURCHARD (Orotava) für die Wissenschaft gerettet sind, werden von Dr. AHL, Berlin, bearbeitet und beschrieben werden (siehe Seite 575 ff.).

Die vorstehende Skizze (Seite 556) der hauptsächlichsten kanarischen Inseln zeigt die Verteilung des alten Grundgebirges auf La Palma, La Gomera und Fuerteventura (nach HARTUNG), der ältesten (wohl vorwiegend mitteltertiären) und schon sehr stark zerstörten Teile der jungvulkanischen Formation auf La Gomera, Tenerife (nach v. FRITSCH) und der großen Canare (nach einem hinterlassenen Manuskript K. v. FRITSCHS und eigenen Beobachtungen), der jungmiocänen Terrassenreste auf La Palma und auf der großen Canare bei Las Palmas, sowie der jüngeren Teile der jungvulkanischen Formation auf den andern Inseln (jungtertiär, diluvial bis recent), in der nur noch die großen Circustäler angegeben sind.

Es ist natürlich nicht möglich, die komplizierten geologischen und Altersverhältnisse von sechs Vulkaninseln in dem kleinen Maßstab der vorstehenden Karte mit nur vier Signaturen erschöpfend darzustellen; immerhin hätte das a l t tertiäre Alter der Hauptmaße des Nordens von La Palma noch besonders hervorgehoben werden sollen. — La Palma hat j ü n g e r e Oberflächenergüsse als La Gomera, ist aber im K e r n des j u n g vulkanischen Calderadomes

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

offenbar noch älter als Gomera (vgl. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk., 1908, S. 247—248), was sich in diesem Maßstabe nicht darstellen läßt.

Aus den eingezeichneten Meerestiefen ergibt sich die ungeheure Zerstückelung des Grundgebirges, bzw. die Mächtigkeit der vulkanischen Aufschüttung.

Daß das alte vulkanische Grundgebirge auch unter den andern Inseln vorhanden sein muß (in welcher Tiefe?), ergibt sich aus Auswürflingen bei jungen Eruptionen auf Hierro („Ferro"), Tenerife und auf der Isleta bei Las Palmas auf der großen Canare, wo zersetzte Essexite und z. T. in Grünstein metamorphosierte aphantische Diabase dabei heraufgebracht wurden.

Daß die jüngeren trachytischen und phonolithischen Ergüsse der jungvulkanischen Formation schon in den reifen, tiefen Erosionshohlformen der ältesten Teile dieser jungvulkanischen Formation darin liegen, wie es z. B. auf Madeira und der großen Canare[11]) der Fall ist, kommt auf La Gomera nicht vor; die ganze jüngere Vulkanformation La Gomeras ist einheitlich und aus einem Guß, aber anscheinend auch schon sehr alt, worauf auch die verhältnismäßig sehr weit von der Küste abliegende 100-Fadenlinie hinweist. Die Insel ist nur noch eine mehr als halb zerstörte Ruine!

Es ist eine sehr auffallende Tatsache, daß in den Aschentuffen des alten Grundgebirges von La Gomera, ebenso wie in dem von La Palma und in den jungvulkanischen Tuffen von Porto Santo und Madeira, große kugelförmige, radialstrahlige Konkretionen aus Arragonit vorkommen, die einen sehr merklichen Gehalt von Strontianit aufweisen. (Seite 563.)

Dieser Strontianitgehalt ist nicht nur spektroskopisch, sondern auch gewichtsanalytisch nachzuweisen und beträgt zwischen 0,13 und 0,46% Sr, = 0,22 bis 0,78% $SrCO_3$ ist also recht erheblich.

Dieser strontianithaltige Arragonit tritt, wie schon erwähnt, nicht (wie sonst der Strontianit) auf Gängen auf, sondern in Form von sekundären Neubildungen innerhalb der zersetzten vulkanischen Tuffe — er muß

(Fortsetzung auf Seite 570.)

[11]) Vgl. C. Gagel: Die mittelatlantischen Vulkaninseln. Handbuch der regionalen Geologie VII, 10, S. 19 und S. 90. C. Gagel: Studien über den Aufbau und die Gesteine Madeiras. Diese Zeitschr. Bd. 64, 1912, S. 120.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Um einen vorläufigen Überblick über die Zusammensetzung der Gesteine von La Gomera zu ermöglichen, folgen nachstehend die Analysenwerte der bis jetzt analysierten Gesteine La Gomeras nach der Methode NIGGLIS.

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	Schnitt	Analytiker	Fundort	Be[illegible] kun[illegible]
								Trachyte					
1	288	41	18	1	39	,33	,06	2	0,01	1	UTESCHER	Agulo	+ spez. [illegible] 2,5[illegible] ganz f[illegible]
2	256	41	16	4	39	,27	,30	0,6	—	2/3	PISANI	Barr. de la Villa	Ger[illegible]
3	240	43,7	13,8	5,3	37,3	,20	,43	1,5	—	3	PISANI	Barr. de la Villa	
4	220	46	21	3	30	,24	,60	1,9	—	2	PISANI	Mña del Calvario bei Alajero	ganz [illegible] Dec[illegible] erg[illegible]
								Phonolithe					
5	253	40	18	4,4	37,5	,26	,35	1,2	—	2/3	PISANI	Rocque del Valle, Valle Hermoso	Schl[illegible] füll[illegible]
6	241	38,6	11	9	41	,13	,41	1	—	5	PIÑA DE RUBIES	Alajero-St. Jago	junge De[illegible] erg[illegible]
7	223	43	15,5	10,5	30,5	,28	,40	2	—	5	PISANI	Mña del Calvario bei Alajero	
8	209	41	16	3	40	,54	,16	1,3	0	2	UTESCHER	Rocque Barto Barr de la Villa	+ spez. [illegible] 2.588 [illegible] ausfü[illegible]
9	202	42,5	12,6	4	41	,18	,33	0,65	—	3	PISANI	Barr. del Ingenio, Valle Hermoso	
10	190	37	18	15	30	,20	,42	3	—	5	PISANI	Fortalezza Chipude	junger De[illegible] erguß
								Alkali-Basalte					
11	109	24,6	34,7	25	15	,18	,12	6,4	—[12])	5	PIÑA DE RUBIES	Agulo	graues [illegible] freies Ge[illegible] des Gru[illegible] birges, [illegible] titreic[illegible]
12	107	20,9	43,7	24,8	11	,20	,51	9	1,2	4	UTESCHER	San Sebastian tiefste Bank	+ spez. Ge[illegible] 2.922 [illegible] früher E[illegible] in der [illegible] vulkanische[illegible] Formation
13	85	17	50,4	27	5,8	,24	,49	9,4	—	4	PISANI	San Sebastian	Desgl.

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	Schnitt	Analitiker	Fundort	Bemerkungen
						Gänge						
15	26,5	35,2	27	10,3	,19	,44	4,4	0,7	5	Pisani	Agulo	
01	23	42	25,8	9,2	,24	,48	8,7	0,74	4	Utescher	Hermigua (Essexitporphyrit)	† spez. Gew. 2,960
00	23,5	39,1	28,3	9	,12	,45	7,6	0,74	5	Pisani	„Jorao“[13])	mächtige Taparucha im Barr. de la Villa
98	21,5	42,8	26	9,3	,18	,51	7,0	—	4	Pisani	„Jorao“[13])	
95	17	48	26,6	8,6	,26	,60	10,2	0,53	4	Utescher	Hermigua	† spez. Gew. 3,037 (Lagergang)
						Palagonit						
01	7,9	68,6	17	6,6	—	—	—	—	—	nach K. v. Fritsch	Risco de Guadelupe	

Die mit † bezeichneten Analysenwerte sind nach den ersten Analysen berechnet, die Herr Dr. Utescher nach von mir mitgebrachtem Material gemacht hat (siehe Seite 570); die anderen sind berechnet nach den von L. F. Navarro am a. O. S. 42 ff. mitgeteilten Analysen; die Analyse des Palagonits stammt von K. v. Fritsch („Tenerife“ Nr. 20, S. 344). Die Analysen Nr. 4, 6, 7, 10 stammen von sicheren jüngsten Oberflächenergüssen oben auf dem Plateau; die Analysen 12 und 13 von den tiefsten Bänken der jungvulkanischen Formation unten bei San Sebastian, Nr. 5 und 8 stammen von zwei „Rocques“ („Stielen“), Nr. 18 ist ein frischer, konkordant in das ganz zersetzte Grundgebirge eingeschalteter Lagergang (siehe Abb. 7 Seite 562). Mikroskopisch sind die Gesteine erst flüchtig (z. T. noch gar nicht) durchgearbeitet; der größere Teil der Analysen meines eigenen Materials steht noch aus.

Schon aus den bisherigen Analysen L. F. Navarro (a. a. O. S. 44 u. 45) ergibt sich der im wesentlichen alkalische (atlantische) Charakter der Gesteine La Gomeras, — es ergibt sich aber auch daraus (a. a. O. S. 44), daß die Analysen keine ganz einheitliche Stelle im Osannschen Dreieck einnehmen und z. T. auf die A.-F.-Seite, z. T. auf die C.-F.-Seite fallen. Es sind also hier genau dieselben Verhältnisse vorhanden wie auf Madeira (C. Gagel: Studien über den Aufbau und die Gesteine Madeiras. Diese Zeitschr., Bd. **64**, 1912, S. 464 ff.), wo auch die Analysenorte einer ganz sicher einheitlichen alkalischen (atlantischen) Gesteinsserie zum erheblichen Teil auf die C.-F.-Seite fallen.

[12]) Das Gestein ist nach der mikroskopischen Untersuchung (a. a. O. S. 49) betont apatit- und kalzitreich, enthält aber in der Analyse keine Phosphorsäure und keine Kohlensäure!

[13]) Beide Analysen sind von demselben Gang!

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Gesteinsanalysen von La Gomera, ausgeführt von Dr. Utescher (Preuß. Geolog. Landesanstalt).

	I. Rot verfärbte, eckige Gesteinstrümmer des Grundgebirges, 1 m unter dem Kontakt hinter Agulo (NW)	II. Lagergang unter der obersten weiß zersetzten Bank des Grundgebirges gegenüber Hermigua	III. Unterste Bank am Hafen von San Sebastian, unter der roten Schlackenschicht	IV. Ausgewitterte Schlotausfüllung Roque Barto Barranco de la Villa bei La Pila	V. Essexitporphyrit aus der jungen Formation Barranco de la Calle Hermigua
	%	%	%	%	%
SiO_2	65,80	42,86	44,63	58,32	42,73
TiO_2	0,63	6,16	4,94	0,50	5,71
Al_2O_3	15,92	13,03	15,00	19,41	16,53
Fe_2O_3	5,33	2,03	5,96	3,21	2,14
FeO	Spur	8,98	4,90	1,14	8,92
MnO	Spur	0,18	0,19	0,27	0,20
CaO [14])	0,22	11,30	9,75	0,74	10,20
MgO	0,16	8,48	6,23	0,45	5,67
K_2O	4,65	1,62	1,48	9,39	1,48
Na_2O	6,17	2,93	3,91	5,30	3,07
Cl	0,18	—	Spur	0,32	—
SO_3	0,14	0,14	0,11	0,10	Spur
P_2O_5	0,01	0,60	1,28	Spur	0,74
Hygroskopische Feuchtigkeit bei 105°	0,83	0,54	1,07	0,38	1,15
Chemisch gebundenes Wasser	0,92	1,99	1,00	1,30	1,85
Organische Substanz [15])	—	0,13	0,12	—	—
Summa:	100,74	100,97	100,57	100,42	100,39
Spez. Gewicht	2,510	3,037	2,922	2,588	2,960

also aus den Mineralien der vulkanischen Gesteine stammen und kann keine hydatogene Neubildung sein, die auf Spalten hochgekommen ist, wie z. B. die Strontianite in der Kreide Westfalens.

Nun gibt es aber, soweit ich bisher die Literatur kenne, noch keine Gesteinsanalyse oder Analyse gesteinsbildender Mineralien (Feldspate usw.), die einen Strontiumgehalt verzeichnet — auch von den Madeira- und La-Palma-Gesteinen

[14]) SrO ist sicher nicht vorhanden!

[15]) Beim Glühen im Sauerstoffstrom entsteht CO_2, die ursprünglich sicher nicht im Gestein vorhanden ist.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

nicht; der Strontiumgehalt scheint also so gering zu sein bzw. so unregelmäßig in den Gesteinen verteilt zu sein, daß er sich bisher der Beobachtung entzogen hat.

Nur in der Arbeit von K. v. FRITSCH und W. REISS[15]) wird angegeben, daß die Laven der beiden historischen Ausbrüche von Teneriffa 1705 und 1706 von Guimar und Garachico gewichtsanalytisch bestimmbare Mengen von SrO (letzterer 0,14% und etwas BaO) enthalten.

Erst das hohe spezifische Gewicht des Arragonits von Valle Gran Rey auf La Gomera brachte mich auf die Vermutung, daß darin wohl Strontianit enthalten sein könnte.

Die „Caldera"-Frage.

Durch die Kartierung von La Gomera, speziell der Umgebung von Valle Hermoso, ist auch eine Frage endgültig beantwortet, die seit mehr als 100 Jahren so viel Staub aufgewirbelt und so unendliche Diskussionen hervorgerufen hat — die „Caldera"-Frage!

Als ich vor 18 Jahren 14 Tage lang in der Caldera (der Caldera von La Palma) zugebracht und ihren Aufbau studiert hatte, habe ich mich dahin ausgesprochen, daß, wie schon HARTUNG und LYELL vermuteten, die Caldera gar kein vulkanisches, sondern ein Erosionsphänomen ist, daß die Anlage der Caldera schon im Grundgebirge durch Erosion vor Ablagerung der jungvulkanischen Formation erfolgt wäre, und daß die Ausgestaltung der Caldera zu der riesigen kesselförmigen Hohlform ebenfalls rein das Werk der postvulkanischen, fluviatilen Erosion wäre (a. a. C. S. 183—186 und 240 ff.)[16]). Diese Erklärung setzte nach Lage der Dinge die Annahme voraus, daß genau an der Stelle des jetzigen riesigen Vulkandoms des nördlichen Teiles von La Palma, in den die Caldera eingesenkt ist, sich schon eine ähnliche domförmige Erhebung des alten vulkanischen Grundgebirges befunden haben müsse, die durch Erosion stark zerschnitten und dann auf allen Seiten gleichmäßig und mantelförmig von den Produkten der jungvulkanischen Eruptionen bedeckt wurde, während die mittlere Hohlform, der Boden der

[16]) Vgl. auch C. GAGEL: Über die Bezeichnung vulkanischer Kesseltäler und Schluchten. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk., Berlin 1908, S. 481—483.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Caldera, durch die Erosion freigehalten bzw. freigemacht und noch weiter vertieft wurde.

Für jeden, der die Verhältnisse nicht an Ort und Stelle studieren und beobachten konnte, lag, wie ohne weiteres zugegeben werden muß, in dieser Annahme etwas Hypothetisches und vielleicht auch Unwahrscheinliches; diese Erklärung, die im völligen Widerspruch mit einer fast 100 Jahre lang verteidigten Hypothese L. v. Buchs stand, stand und fiel mit der Überzeugung von der Richtigkeit meiner (und Hartungs, Reiss' bzw. Lyells) Beobachtungen an Ort und Stelle und ihrer Deutung, und ich habe mich deshalb auch nicht gewundert, daß sie nicht sofort und widerspruchslos angenommen, sondern mit erheblicher Skepsis betrachtet wurde, — und noch wird.

Jetzt hat aber die Kartierung von La Gomera ergeben, daß dort im N dieser Insel genau dasselbe alte, ganz zersetzte, kuppelförmige Grundgebirge vorhanden ist, aber in sehr viel größeren Ausmaßen wie in der Caldera von La Palma — 22 km OW und > 9 km NS Erstreckung —, und auf Fuerteventura!, daß dieses Grundgebirge ebenso intensiv erodiert und zertalt ist, wie das von La Palma, daß hier auf La Gomera im Valle Hermoso, ebenso wie in der Caldera von La Palma, sieben Stammtäler strahlenförmig nach einem Punkt zusammenlaufen und dann in einem einzigen gemeinsamen, großen Tal sich vereinigen und nach dem Meere abfließen. „Barranco abajo de Valle Hermoso", daß hier aber, im Gegensatz zu La Palma, die jungvulkanische Formation sich nicht mehr mantelförmig auf oder um das ganze Grundgebirge herumlegt und so den geschlossenen Kessel bildet, sondern die Umgebung dieses strahlenförmigen Talsystems nur noch im Zweidrittelkreis im SO, S und W bedeckt — im N und NO aber bereits nahezu vollständig wieder erodiert und denudiert ist.

Da außerdem die relativen Dimensionen der alten und der jungen Formation in der Caldera von La Palma und im Valle Hermoso von La Gomera ganz verschieden sind — das Valle Hermoso hat 3,5 bis 4 km Durchmesser, die Caldera 5—7 km, das Grundgebirge im Valle Hermoso erhebt sich bis zu rund 800 m Meereshöhe, ist bis auf das Meeresniveau durch Erosion zerschnitten und wird nur im SO, S und W von einem Kranz von höchstens 200—300 m mächtigen jungvulkanischen Gesteinen überlagert, die mit senkrechten Abstürzen sich darüber erheben, während in

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

der Caldera von La Palma das Grundgebirge bis zu 1355 m Meereshöhe aufragt und sich 550 bis 850 m über den Boden der Caldera erhebt und dann noch von 800 bis > 1000 m hohen, senkrechten Abstürzen der jungvulkanischen Formation im (bis auf den Gran Barranco) geschlossenen Kreis überlagert wird — so ist das äußere Landschaftsbild in beiden Fällen grundverschieden, trotzdem dieselben Faktoren in derselben Weise daran gearbeitet haben: in der Caldera der geschlossene, tiefe Kessel mit z. T. senkrechtem, bis fast 1200 m hohem Rand, im Valle Hermoso eine typische, nach N weit offene Erosionslandschaft mit sehr steilen, hohen Rücken, die nur im SO und W von einem niedrigen Rand abgeschlossen wird, der den hohen Erosionsrücken gegenüber ganz zurücktritt. Infolge dieser ganz anderen Größen- und Massenverhältnisse macht also das Talsystem von Valle Hermoso, trotzdem es denselben Grundriß und dieselbe Anlage wie die Caldera von La Palma hat, überhaupt nicht mehr den Eindruck eines Kessels, sondern einer wilden Gebirgslandschaft.

Sehr lehrreich ist auch das nahezu dreieckige „Kessel"-tal unter (SO) der Cumbre de la Carbonera, Tafel XXIII, das vom Barranco de agua jilba und vom Barranco de la Laja und drei unbenannten Tälern gebildet wird. Es ist offenbar eine „Caldera in statu nascendi". Die Erosion ist im Barranco de agua jilba gerade soweit vorgedrungen, daß sie in der jungvulkanischen Formation ein „Fenster" gebildet und das Grundgebirge eben angeschnitten hat; im Verlauf der nächsten geologischen Zeit wird hier eine neue, wirkliche Caldera gebildet.

Das Studium der beiden Kartenbilder nebeneinander (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde 1908, Tafel 3 und dieser Karte von La Gomera, Tafel XXIII) ist außerordentlich interessant und überzeugend für die Richtigkeit der Erosionshypothese — eine andere ist völlig unmöglich —; irgendein großer Eruptionsschlot im Innern des Valle Hermoso ist ebensowenig wie in der Caldera von La Palma vorhanden!

Abgesehen von dem geschlossenen Rand der jungvulkanischen Formation, der das Valle Hermoso im S umgibt, und bei dem die jungvulkanische Formation — ebenso wie in der Caldera — keine horizontale Unterlage hat, sondern entsprechend den jetzigen Talböden und den zwischenliegenden Rücken stark auf-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

und abschwankt, liegen hier im Valle Hermoso im NW nur noch vereinzelte, isolierte Erosionsreste der jungvulkanischen Formation auf den Kämmen des Grundgebirges und hier am Valle Hermoso kann man auch an zwei Stellen die Eruptionspunkte, „Rocques" (keine großen Krater!!) feststellen, aus denen sich die mächtigen, hellen Decken der jungvulkanischen Formation ergossen haben — es sind zwei der so auffälligen „Rocques", die für die Insel so charakteristisch sind; hohe, ganz steile oder senkrechte, kegelförmige Gebilde, die sich 50—>100 m hoch über ihre flach abgeböschte Grundgebirgsumgebung erheben (Tafel XXVIII Abb. 1); es sind, wenn man den scheußlichen, aber leider eingebürgerten Ausdruck gebrauchen will, die „Stiele" der Decken, die sich, durch die Erosion jetzt von ihnen abgetrennt, in einiger Entfernung von ihnen und in größerer Meereshöhe befinden — der Rocque de Alphonso und der Rocque del Valle oder „el Caño" — und die aus genau denselben Gesteinen bestehen; sie beweisen allein schon das enorme Maß der Erosion und Denudation, die nach Ablagerung der jungvulkanischen Formation noch wirksam gewesen ist.

Die „Caldera" von La Gomera ist schon soweit zerstört, daß sie gar nicht mehr den Eindruck eines Kessels macht, also keine Caldera(-Kessel) mehr ist; aber gerade dadurch, daß hier nachweislich dieselben Kräfte, die den ursprünglichen Kessel gebildet haben, ihn auch zum großen Teil wieder zerstört haben, ist die Genese so deutlich und die Sinnlosigkeit, die „Caldera" als ein vulkanisches Gebilde zu bezeichnen, ganz offenbar.

Daß der Mißbrauch, der mit dem Wort Caldera, besonders in geographischen Kreisen getrieben wird, in absehbarer Zeit aufhören wird, wage ich nicht zu hoffen — sind doch Irrtümer und Hypothesen bekanntlich desto zählebiger, je schlimmer und unbegründeter sie sind — aber man sollte sich von nun an doch wenigstens darüber klar sein, daß das Wort „Caldera" im STÜBELschen und modern geographischen Sinne ein völliger Nonsens ist und nur dazu dienen kann und soll, den Mangel an klaren Begriffen und die Mangelhaftigkeit und Unzulänglichkeit von Beobachtungen und Untersuchungen zu verschleiern! Wer Aufbau und Entstehung eines bestimmten vulkanischen Gebildes genau studiert und festgestellt hat, braucht dieses vieldeutige und darum im Einzelfall gar nichts aussagende Wort (von Begriff ist gar keine Rede!) „Caldera" nicht!

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Anhang.

22. Über eine ausgestorbene Riesenschildkröte der Insel Teneriffa.

Von Herrn Ernst Ahl in Berlin, Zool. Museum.

(Mit 12 Textabbildungen.)

Vor einiger Zeit übergab mir Herr Geheimrat C. Gagel, Abteilungsdirektor in der Geologischen Landesanstalt in Berlin, die wenigen Reste einer Riesenschildkröte aus Teneriffa, die Herr Dr. O. Burchard daselbst aufgefunden hatte. Die Skeletteile befinden sich im Zool. Museum der Universität Berlin. Ich sage hierdurch Herrn Geheimrat Gagel auch an dieser Stelle für seine hochherzige Spende und die Erlaubnis der Veröffentlichung meinen herzlichsten Dank.

Von der Schildkröte selbst ist bis jetzt nur der rechte Humerus sowie die beiden Femur bekannt, doch ist zu hoffen, daß der rührige Finder bald mehr Teile heranschaffen kann, so daß wir uns ein vollständigeres Bild dieses so überaus interessanten Tieres machen können. Ich erlaube mir, diese Schildkröte zu Ehren des Sammlers als

Testudo Burchardi spec. nov.

zu bezeichnen.

Betreffs der genaueren Angaben über Einzelheiten der Knochen verweise ich auf die nach photographischen Aufnahmen hergestellten Abbildungen.

a) Der rechte Humerus (Abb. 1—4) besitzt eine Länge von 169 mm und an dem schlankesten Teile des Schaftes

Abb. 1. Rechter Humerus, Ansicht von oben.
(Alle Abbildungen etwa $^1/_3$ der natürl. Größe.)

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

einen Umfang von 73 mm. Leider ist der Humerus an beiden Enden stark beschädigt, so daß deren Beschreibung nur sehr kümmerlich ausfallen kann. Der Schaft ist sehr lang und schlank, in der Mitte verhältnismäßig rund. Ob der ulnare Fortsatz über den Gelenkkopf hinausragt, läßt sich nicht entscheiden, da er abgebrochen ist. Der radiale

Abb. 2. Rechter Humerus, Ansicht von hinten.

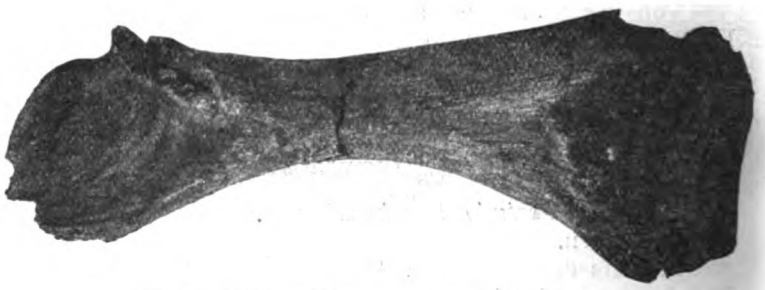


Abb. 3. Rechter Humerus, Ansicht von unten.

Abb. 4. Rechter Humerus, Ansicht vom Schultergürtel.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Fortsatz ist sehr tief herabgeführt und liegt gänzlich in der Ebene unter dem Kopf. Der Kanal für die Adern am radialen Ende ist nicht zu erkennen, da leider dieses Ende ebenfalls stark beschädigt ist. Im allgemeinen sind die Höhlen des Humerus, soweit ihre Tiefe noch infolge der abgebrochenen Erhöhungen zu deuten ist, im Vergleich mit den recenten Riesenschildkröten als relativ flach zu bezeichnen.

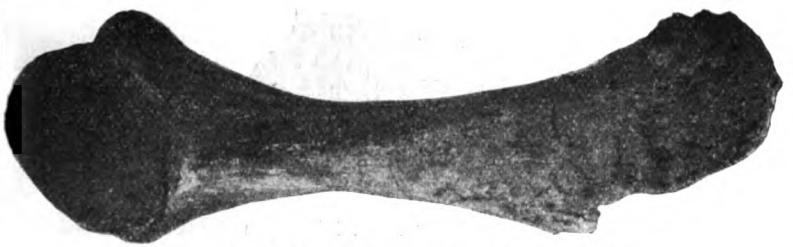


Abb. 5. Linker Femur, Ansicht von oben.

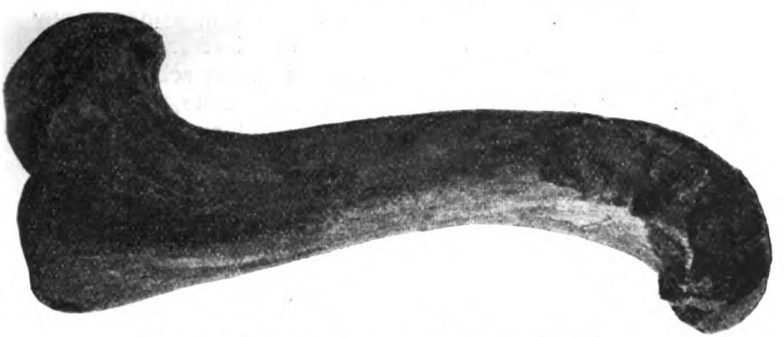


Abb. 6. Linker Femur, Ansicht von vorn.

Abb. 7. Linker Femur, Ansicht von unten.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

b) Der linke Femur (Abb. 5—8) ist an seinem distalen Ende stark beschädigt, während

Abb. 8. Linker Femur, Ansicht vom Becken.

c) der rechte Femur (Abb. 9—12) außerordentlich gut erhalten ist. Der Femur ist ziemlich gedrungen, nur schwach gebogen, von unregelmäßig viereckigem Querschnitt, mit abgerundeten Ecken, vorn etwas schmaler wie hinten. Der Gelenkkopf hat eine elliptische Form und liegt etwa in einer Höhe mit dem größeren Trochanter, von dem er durch eine tiefe und breite Höhlung getrennt ist. Der große und kleine Trochanter sind durch eine

Abb. 9. Rechter Femur, Ansicht vom Becken.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Abb. 10. Rechter Femur, Ansicht von hinten.

Abb. 11. Rechter Femur, Ansicht von unten.

Abb. 12. Rechter Femur, Ansicht von oben.

ziemlich breite Brücke verbunden (ähnlich wie bei *Testudo elephantopus*). Der linke Femur hat eine Länge von 148 mm und einen Umfang von 119 mm an seiner schmalsten Stelle.

Der rechte Femur hat eine Länge von 148 mm und einen Umfang von 119 mm an seiner schmalsten Stelle.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Der Fundort dieser interessanten Schildkröte ist Adeje auf Teneriffa, im S der Insel, und zwar wurden die Reste in vulkanischem Tuff einer tertiären Schicht gefunden.

Als nächste Verwandte dürften die Arten ***Testudo triserratus*** von Mauritius (ausgestorben) und ***Testudo elephantopus*** von den Galapagos-Inseln (noch in einigen Exemplaren lebend) gelten, doch läßt sich genaueres natürlich erst nach Erhalt weiteren Materials aussagen.

Zusatz bei der Korrektur:

Soeben erhalte ich von Herrn Geheimrat GAGEL die Nachricht, daß es Herrn Dr. BURCHARD gelungen ist, noch eine etwa 80 cm lange Schale (Rückenschild?) und das ganze Skelett des Tieres aufzufinden. Über den Fundbericht selbst verweise ich auf die vorstehenden Ausführungen des Herrn GAGEL.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Neueingänge der Bücherei.

ANDRÉE, K.: Die wichtigsten Faktoren der marinen Sedimentbildung jetzt und einst. (Zugleich ein Beitrag zur Frage des Geltungsbereichs der Aktualitätslehre.) Aus: Geol. Archiv II. Königsberg i. Pr. 1923.

— Bernstein. Aus: Handwörterbuch der Staatswissensch. 4. Aufl. II. Jena 1923.

BECKER, A.: Die geologischen Verhältnisse und die Vorgeschichte von Neuendorf. Aus: Staßfurter Zeitung 1924.

— Die Staßfurter Zechsteinsalzlager. Aus: Heimatkalender für die Börde 1924. Burg b. Magdeburg 1924.

BENTZ, ALFRED: Über Dogger und Tektonik der Bopfinger Gegend. Inaug.-Diss. Tübingen. Stuttgart 1924.

BERG, G.: Der Erzbergbau in Schlesien, seine geologischen Grundlagen und seine geschichtliche Entwicklung. Aus: Metall und Erz. XX. Halle a. S. 1923.

BINDER, F. OTTO H.: Über Petroleum. Aus: Allg. österr. Chemiker- u. Techn.-Ztg. XXXII. Wien 1924.

v. BÜLOW, CURD: Boden und Landschaft im Kreise Lauenburg i. P. Eine geologische Heimatkunde. Lauenburg i. P. 1924.

— Geologische Heimatkunde von Pommern. I. Aus: Pommersche Heimatkunde 6. Greifswald 1924.

BURRE, OTTO: Ein Endmoränenbogen bei Herford und Bünde i. W. Aus: Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1923. XLIV. Berlin 1924.

CHRISTA, EMANUEL: Zum Problem der Stufenlandschaft. Aus: Zentralbl. Min. Stuttgart 1924.

CORNU, FELIX: Blätter liebenden Gedenkens und Verstehens. Gedenkbuch. Dresden und Leipzig 1923.

DALY, REGINALD A., and GUSTAAF A. F. MOLENGRAFF: Structural relations of the Bushveld igneous complex, Transvaal. Aus: Journ. of Geology, XXXII, 1924.

DORN, PAUL: Geologische Betrachtungen über Kieselknollen des Malm der Erlanger Gegend. Aus: Erlanger Heimatbuch II. Erlangen 1924.

— Zur Geologie der fränkischen Dolinen. Aus: Jahresber. d. Oberrhein. Geol. Ver. Stuttgart 1924.

FULDA, ERNST: Zur Entstehung der deutschen Zechsteinsalze. Aus: Z. d. G. G. 75. Berlin 1923.

— Salzauslaugung. Aus: ERDMANN, Jahrb. d. Halleschen Verbandes. IV. Halle a. S. 1924.

— Studie über die Entstehung der Kalilagerstätten des deutschen Zechsteins. Aus: Z. d. G. G. 76. Berlin 1924.

GAGEL, C.: Geologische Beobachtungen aus Wolhynien. Vergleichende Studien über wohlhynisches und deutsches Glazialdiluvium und über wohlynischen und deutschen Löß. Aus: Jahrb. d. Pr. Geol. Landesanst. f. 1922. XLIII. Berlin 1923.

GOTHAN, W.: Neue Arten der Braunkohlenuntersuchung, VI. (Mit einem Beitrag von F. MATHIESEN, Kopenhagen.) Aus: Braunkohle. Halle a. S. 1923.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

GOTHAN, W.: Paläobiologische Betrachtungen über die fossile Pflanzenwelt. Aus: Fortschr. d. Geol. u. Paläont., H. 8. Berlin 1924.
— und W. HAACK: Ruhrkarbon und Osnabrücker Karbon. Aus: Glückauf. Essen 1924.
— und P. SCHLOSSER: Neue Funde von Pflanzen der älteren Steinkohlenzeit (Kulm) auf dem Kossberge bei Plauen im Vogtland. Leipzig 1924.
HAAS, F., und W. WENZ: *Unio batavus taunicus* KOBELT aus unterpliocänen Tonen von Salzhausen. Aus: Notizbl. Ver. Erdkde. Darmstadt (V) 5. Darmstadt 1923.
— —: Tertiäre Vorfahren unserer lebenden Najaden. Aus: Archiv f. Molluskenkde. 55. Schwanheim 1923.
HARTWIG, G.: Stratigraphie und Tektonik des Kaliwerks „Siegfried-Giesen" bei Hildesheim. Aus: Kalifestschrift zum 70. Geburtstag von HEINRICH PRECHT. Hannover 1922.
— Praktisch-geologische Beschreibung des Kalibergwerks „Rössing-Barnten" bei Hildesheim. Hannover 1924.
— Die Salz-„Seismogramme", ihre tektonische und praktische Bedeutung. Aus: Kali XVII. Halle 1923.
HUMMEL, K.: Die Phosphorsäureanreicherung in Phosphorlagerstätten. Aus: Glückauf. Essen 1924.
— Zur Frage der Herkunft des nordwestdeutschen Erdöls. Aus: Petroleum XX. Berlin-Wien 1924.
— Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Wetterau. Aus: Jahresb. Oberrhein. G. Ver. Stuttgart 1924.
— Einiges über die geologische Bedeutung der Erscheinungen spontaner Polarisation an elektrisch leitenden Gesteinen. Aus: Centralbl. Min. Stuttgart 1924.
— Über die Eisenmanganerze der Lindener Mark bei Gießen und des Lahngebiets im allgemeinen. Aus: Zeitschr. prakt. Geol. 32. Halle 1924.
JAHN, JAROSLAV J.: Über ein neues Radiumerzvorkommen in Böhmen. Aus: Tagesbote, Brünn 1924.
KLÜPFEL, WALTHER: Geologischer Überblick über den Westerwald. Neuwied 1924.
— Zur geologischen Geschichte der Umgegend von Selters im Unterwesterwaldkreis. Neuwied 1924.
KOEHNE, W.: Boden- und gewässerkundliche Hilfsmittel bei Aufstellung von Dränageentwürfen. Aus: Deutsche Wasserwirtschaft XVIII. Berlin 1923.
— Die Ursachen der Grundwasserstandsschwankungen. Berlin 1924.
KRANZ, W.: Weitere Beiträge zum Nördlinger Ries-Problem. Aus: Centralbl. Min. Stuttgart 1923.
KRUSCH, P.: Über das Vorkommen und die Entstehung des Weiß-Eisenerzes, eines neuen bauwürdigen Eisenrohstoffes. Aus: Z. d. G. G. 74. Berlin 1922.
— Die Untersuchung des Mansfelder Kupferschiefers mit Hilfe des Metallmikroskops. Aus: Centralbl. Min. Stuttgart 1923.
— Die Radiumlagerstätten. Aus: Strahlentherapie XVI. 1924.
KÜHN, B.: Der Porphyr der Willenberge im Boberkatzbachgebirge und die Bildung der Schildvulkerne. Aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1922. XLIII. Berlin 1923.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Kumm, A.: Die Entstehung der Eindrücke in Geröllen. Aus: Geol. Rundschau X. Leipzig 1920.
— Über die Enstehungsweise von Rillensteinen. Aus: Centralblatt Min. Stuttgart 1922.
— Über sekundäre Mineralbildungen im Brauneisenoolith des unteren Lias von Harzburg und ihre Bedeutung für die Oolithbildung. Aus: Centralbl. Min. Stuttgart 1924.
Lange, W.: Ein Vorkommen von Dogger im Leinetal bei Northeim. Aus: 17. Jahresb. Niedersächs. Geol. Ver. Hannover 1924.
— Über die Psilonotenstufe und die Ammonitenfauna des untersten Lias Norddeutschlands. Aus: Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1923. XLIV. Berlin 1924.
Laurent, L., et P. Marty: Flore foliaire pliocène des argiles de Reuver et des gisements synchroniques voisins (Limbourg hollandais). Aus: Mededeel. Rijks Geol. Dienst. Ser. B. No. 1. Leiden 1923.
Leuchs, Kurt: Aus Mazedonien. Aus: Mitt. Geogr. Ges. München XI. München 1916.
— Die wissenschaftlichen Ergebnisse von Merzbachers Reisen im östlichen Tian-Schan. Aus: Zeitschr. d. Ges. f. Erdkde. Berlin. Berlin 1919.
— Über Grundfragen alpiner Geologie. Aus: Zeitschr. d. Geol. Ges. 73. Berlin 1921.
— Tektonische Untersuchungen im Guffert-Pendlinggebiete (Nordtirol). Aus: N. Jahrb. f. Min. 1921. I. Stuttgart 1921.
— Die Ursachen des Bergsturzes am Reintalanger (Wettersteingebirge). Aus: Geol. Rundschau XII. Leipzig 1921.
— Der geologische Bau des Wettersteingebirges und seine Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte der deutschen Kalkalpen. Aus: Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 75. Berlin 1923.
— Beiträge zur Entstehungsgeschichte von Asien. Aus: Centralbl. f. Min. Stuttgart 1924.
v. Linstow, O.: Die natürliche Anreicherung von Metallsalzen und anderen anorganischen Verbindungen in den Pflanzen. Versuch einer Übersicht über bodenanzeigende Pflanzen. Aus: Repertorium spec. nov. regni vegetabilis. Beihefte Bd. XXXI. Dahlem 1924.
Löscher, W.: Velberts geologische Verhältnisse. Velbert o. J. (1924).
MacFarlane, J. M.: Fishes the source of petroleum. New York 1923.
— The evolution and distribution of fishes. New York 1923.
Merrill, George P.: Recently found meteoric irons from Mesa Verde Park, Colo., and Savannah, Tenn. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus. 63. Washington 1923.
Mestwerdt, A.: Die Bodenverhältnisse des Ems—Weser—Leine-Kanals. Aus: Zeitschr. f. Bauwesen. Berlin 1923.
Naumann, Ernst: Bemerkungen über die oberen Ceratitenschichten in den Profilen von Weimar, am Meißner und von Hameln. Aus: Jahrb. Pr. G. L.-A. f. 1923. XLIV. Berlin 1924.
— Zur Kenntnis der alluvialen und jungdiluvialen Schotter im mittleren Weser- und Saaletal. Aus: Z. D. G. G. 76. Berlin 1924.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Obrutschew, Serge: Das Tungusker Steinkohlenbecken. Aus: Erzbotschafter. Moskau 1918.

Oertel, Walter: *Toxochelys gigantea* nov. sp., eine neue Schildkröte aus dem Aptien von Hannover. Aus: 7. Jahresb. d. Niedersächs. Geol. Ver. Hannover 1914.

— Beiträge zur Kenntnis der oberjurassischen Schildkrötengattung *Hydropelta*. Aus: Centralbl. f. Min. Stuttgart 1915.

— Revision der Liasgeschiebe Mecklenburgs. Aus: Centralbl. f. Min. Stuttgart 1921.

— Der pommersche Lias. Aus: Mitt. d. Naturw. Ver. Neuvorpommerns und Rügens. 48. Berlin 1922.

— Die Schildkrötenfauna des nordwestdeutschen oberen Jura. Aus: Paläontolog. Zeitschr. VI. Berlin 1924.

Packard, Earl L.: An aberrant oyster from the Oregon Eocene. Aus: Univ. of Oregon publ. II. Eugene 1923.

Paeckelmann, Werner: Das Devon und Karbon der Umgegend von Balve in Westf. Aus: Jahrb. d. Pr. G. L.-A. f. 1923. XLIV. Berlin 1924.

— und Karl Hamacher: Geologisches Wanderbuch für den bergischen Industriebezirk. Frankfurt a. M. 1924.

Pavlow, A. P.: Epoques glaciaires et interglaciaires de l'Europe et leur rapport à l'histoire de l'homme fossile. Aus: Bull. soc. natural. de Moscou 1917—1922. Moskau 1923.

— Essai de reconnaitre l'ère préarchéenne dans l'histoire de la terre et son influence sur l'évolution ultérieure du géoïde. Aus: Bull. soc. natural. de Moscou 1917—1922. Moskau 1923.

Pfeiffer, W.: Das Vindelizische Land. Beitrag zur Paläogeographie Süddeutschlands. Aus: Erdgesch. u. landeskundl. Abh. aus Schwaben u. Franken. H. 5. Oehringen 1923.

Picard, Leo: Die fränkische Alb von Weißenburg i. B. und Umgebung. Inaug.-Diss. Freiburg i. B. Konstanz 1923.

Praesent, Hans: Geologie, Paläontologie. Aus: Systematische Bibliographie der wissensch. Literatur Deutschlands der Jahre 1922 und 1923. Bd. II. Berlin 1924.

Range, Paul: Geologische Spezialaufnahmen in Südwestafrika. Aus: Beitr. z. geol. Erforsch. d. dtsch. Schutzgeb., 18. Berlin 1920.

— Philistaea. Aus: Zeitschr. d. dtsch. Palästina-Ver., 46. 1923.

— Über das spätglaziale Klima. Bemerkungen zu den Ausführungen des Herrn C. Gagel. Aus: Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 75. Berlin 1923.

— Nazareth. Aus: Das Land der Bibel. IV. Leipzig 1923.

— Die Diamantvorkommen der Erde. Aus: Zeitschr. f. prakt. Geol. 31. Halle 1923.

Digitized by Google

Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

1a

1b

2a

2b

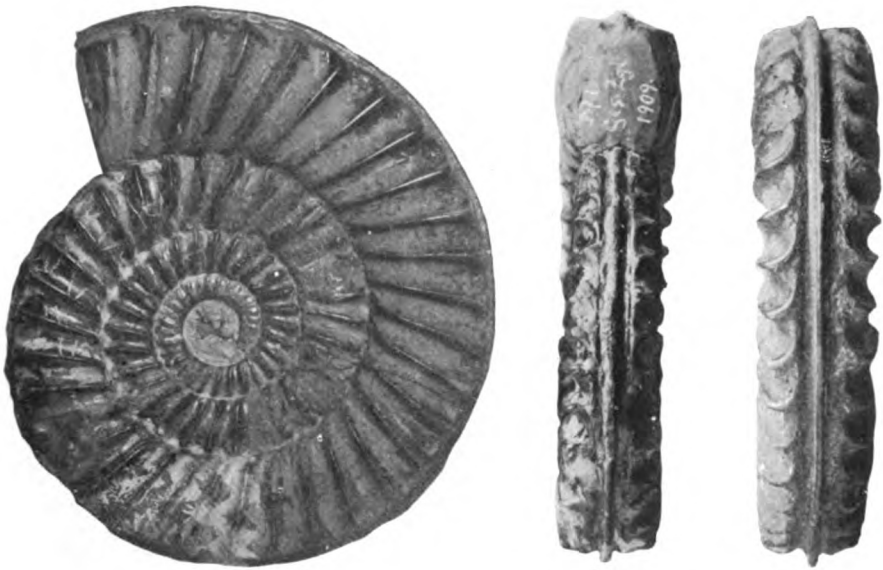
Abb. 1a, b. *Schlotheimia depressa* (Qu.) Waehner var. *princeps* (S. Buckm.) em. — Lias α_2? — Filder.
Abb. 2a, b. *Arnioceras* cf. *semicostatum* Y. u. B. — Lias β_1 — Bielefeld.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

1a 1b



2a 2b 2c

Abb. 1a, b. *Arnioceras* cf. *semicostatum* Y. u. B. } Lias β_1
Abb. 2a, b, c. *Arnioceras* cf. *fortunatum* S. Buckm. } Bielefeld

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

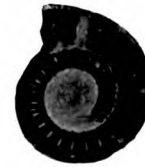
Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

1a

2a

1b (× 1,7)

1c (× 1,7)



2b

2c

3a

3b

4a

4b

6a

6b

5a

5b

7a (× 1,7)

7b (× 1,7)

7c (× 1,7

Coroniceras westfalicum spec. nov. — Lias $\alpha \cdot 3 \cdot a$ — Oldentrup.
Abb. 6a, b. var. *elegantula*. Abb. 7a—c. Krankhaft.

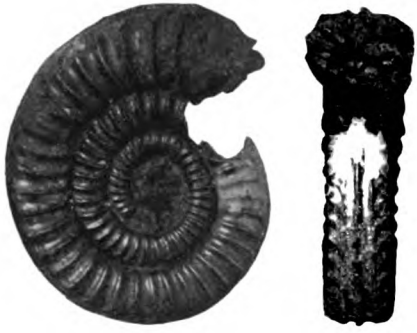
Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

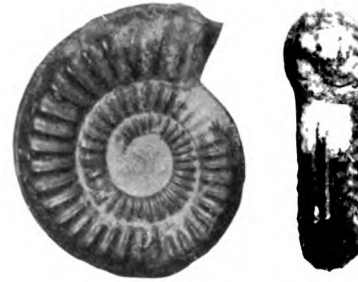
Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

1a 1b 1c

2a 2b



3a 3b



4a 4b

5a

5b

UNIV. OF MICH.

Abb. 1—4. *Coroniceras pseudophioides* spec. nov. — Lias $\alpha \cdot 3 \cdot a$ — Oldentrup.
Abb. 4: var. ***hexagona.***
Abb. 5a, b. *Schlotheimia stenorhyncha* var. *complanata* (v. Koen.) em. — Lias $\alpha \cdot 2 \cdot c$ — Osterwald.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

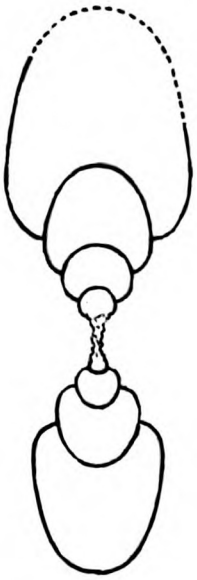
Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

1

2

3a

3b



3c

Ringsteadia Salfeldi nov. spec.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Tiefenlinie v. 100 E. Faden

GOMERA.

1:125000

1 0,5 0 1 2 3 4 5 km.

Entworfen von C. Gagel.
unter Benutzung
der topographischen Aufnahmen von K.v. Fritsch

Puerto d
Roque del Perig
Catalina
Azucar
Puerto del Trigo
hier fehlt auf etwa 1 km jede Beobachtung.
Puerto de la Arena
B
C
Punta de Mahona
Punta de los Pesebres
Barranco del Aguila
Barranco de Chigaday
El Cortijo
E. de la Guadalupe
Taguluche
de Encheredа
Barranco del Balo
Roques de los Placeres
Barranco de Bilbao (del Clavo)
Playa de los Ingleses
Punta de la Calera
Barbolan
Bajo del Secreto
150
E. de S. Cristobal
S. SEBASTIAN
El Jorado
Lomo de la Cruz
Caleta y Cueva del Conde
Roques del buen Paso
Puerto de S. Sebastian
131
Barranco de la Concepcion
Punta de los Canarios
168
Barranco del Machal
Playa y Barranco de la Guancha
Punta Gorda
Barranco del Cabrito
Playa del Amargura
Punta del Cabrito
del Perico

Tiefengesteine

„Rocques" (junge Schlot-Ausfüllungen, durch Erosion freigelegt)

Grundgebirge

Jungvulkanische Formation.

Völlig kaolinisierte Bänke

Gänge (z.T. Taparucha

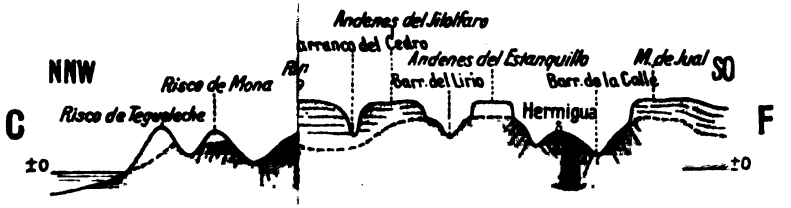
Die eingezeichneten Gänge sind
nicht 5% der wirklich vorhande

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN



Das Streichen und Fallen der Bänke
noch sehr viel häufiger und stärk

ngen,
egt)

Längen und Höhen 1:100000

Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin.

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

N

S

O

Hermigua
Im Vordergrunde und rechts (im Osten) nur das flach abgeböschte Grundgebirge; im Hintergrunde darüber der Steilabfall der jungvulkanischen Formation mit flach nach Norden fallenden Lavabänken.

WSW

ONO

Risco de Tegueleche (Westküste)
Nach Westen fallende Bänke des zersetzten Grundgebirges, diskordant bedeckt von den etwas flacher fallenden Lavabänken der jungvulkanischen Formation.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

N S

Ostseite des Tales von Hermigua mit steil nach Norden fallenden Bänken des Grundgebirges, zwei völlig kaolinisierte Bänke im Oberlauf des Tales.

N S

Eine mächtige kaolinisierte Bank (rechts) und mehrere dünne, stark gestörte und völlig kaolinisierte Bänke (links) kurz vor der Mündung des Tales.

Beide Abbildungen liegen in der rechten Talflanke von Taf. XXV Abb. 1.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Grundgebirge bei Cheheré im Nordwesten.
Völlig kaolinisiert, z. T. noch mit kugelig schaliger Absonderung.

Am Barranco de la Guancha (Südküste).
Flach nach Süden fallende Bänke der jungvulkanischen Formation, die tieferen dunkel, olivinreich, die oberen heller, trachydoleritisch. Im Vordergrunde mit reichlichen Tuffzwischenlagen.

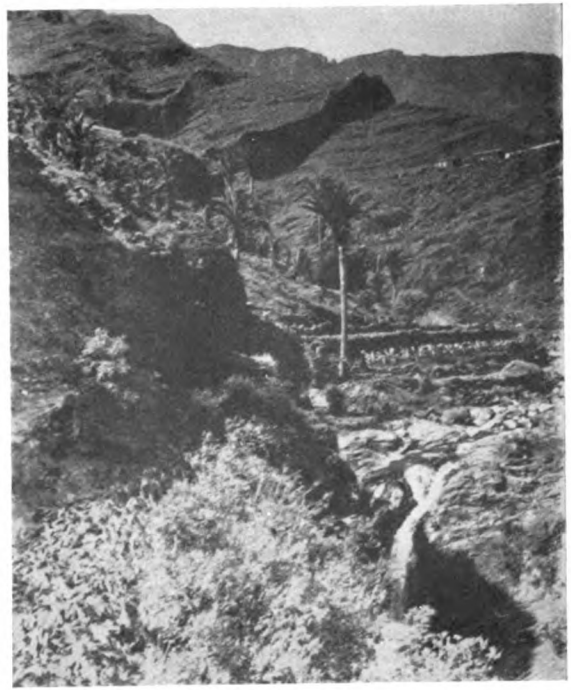
Hochfläche des Innern bei Chipude.
Flach gelagerte Decken und (im Hintergrund) einzelne Kuppen trachytischer Gesteine.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Valle Hermoso „El Caño" – Rocque del Valle.
Aus dem zersetzten, flach abgeböschten Grundgebirge herausgeschälte jungvulkanische, phonolitische Schlotausfüllung („Stiel").



Barranco de la Laja.
Ausgewitterte Gangmauern „Taparuchas". Der Bach im Vordergrunde fällt ebenfalls über einen Gang.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 1/2. **1925.**

Protokoll der Sitzung am 7. Januar 1925.

Vorsitzender: Herr KRUSCH.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und macht Mitteilung von dem Ableben des Herrn Privatdozent Dr. W. OERTEL in Hannover-Münden, die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen.

Als neue Mitglieder werden aufgenommen:

Herr Bergassessor PAUL HÜLSEMANN in Berlin N 4, Invalidenstr. 44;

Herr Dipl.-Bergingenieur ERICH HOFFMANN in Halle a. S., Riebeckplatz 1.

Die Neueingänge für die Bibliothek werden vorgelegt und besprochen.

Herr BÄRTLING bittet, die Manuskripte von Vorträgen spätestens zehn Tage nach der Sitzung ihm zuzusenden, damit ein schnelles Erscheinen der Monatsberichte gewährleistet werden kann.

Herr **H. KLÄHN** spricht über **„Die Entstehung der Kalke in Süßwasserseen und in Meeren — ein Vergleich“**[1]).

An der Besprechung beteiligen sich die Herren GANSSEN, P. G. KRAUSE, POMPECKJ, WEISSERMEL, KRUSCH und der Vortragende.

Herr **H. STILLE** spricht sodann über **„Die Abtrünnigkeit in der saxonischen Tektonik“.**

An der Besprechung beteiligen sich die Herren KRUSCH, POMPECKJ, STAPPENBECK, WOLDSTEDT und der Vortragende.

---

[1]) Siehe S. *3*.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Herr **HERMANN SCHMIDT** spricht über **„Die Gliederung des Karbons auf Grund von Goniatiten“**[2]).

v. w. o.

KRUSCH. BÄRTLING. MESTWERDT.

Protokoll der Sitzung am 4. Februar 1925.

Vorsitzender: Herr KRUSCH.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung. Als neue Mitglieder werden aufgenommen:

Die Württembergische Landesanstalt für Erziehung und Unterricht in Stuttgart;

Der Akademische Verein „Schlägel und Eisen“ in Charlottenburg, Technische Hochschule.;

Herr HANS MATERN in Frankfurt a. M., Sophienstr. 107.

Nach Vorlegung der Büchereieingänge erhält das Wort Herr **JOHNSEN „Zur Salztektonik und Salzmetamorphose“.**

In der Erörterung sprechen dazu die Herren FULDA, SEIDL und der Vortragende.

Darauf redet Herr **GAGEL „Über die stratigraphische Stellung der roten Permschichten Norddeutschlands“**[1]).

An der Aussprache nehmen teil der Vorsitzende, die Herren HAACK[2]), E. ZIMMERMANN I, SEIDL, POMPECKJ und der Vortragende.

v. w. o.

SOLGER. KRUSCH. MESTWERDT.

---

[2]) Siehe S. *25*.
[1]) Siehe S. *27*.
[2]) Siehe S. *31*.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Vorträge.

Die Entstehung der Kalke in Süßwasserseen und in Meeren. – Ein Vergleich.

(Erweiterter Vortrag, gehalten in der Sitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft am 7. Januar 1925.)

Von Herrn Hans Klähn, Rostock.

In zwei Arbeiten habe ich meine Ansichten über die Entstehung der vadosiden Süßwasserkalke ausgesprochen[1]). Diese Ansichten basieren auf geochemischen Untersuchungen in der Natur und im Laboratorium. Dabei habe ich vor allem die Veränderungen des kalkhaltigen Wassers während der Kalkausscheidung und erst in zweiter Linie den abgelagerten Kalk, also den kalkhaltigen Schlamm oder den Kalkstein, in den Kreis der Betrachtungen gezogen.

Bevor ich nun mit meinen Untersuchungen fortfahre, welche sich auch auf die Genese der Kalke in Meeren, sodann auf die Beziehungen zwischen Kalk und Kieselsäure, Eisen und organischer Substanz erstrecken werden, halte ich es für angebracht, einmal einen rein hypothetischen Vergleich zwischen den Bildungsmöglichkeiten des Kalkes in Süßwasserseen und in Meeren zu ziehen, soweit dies mit Hilfe der bis jetzt vorliegenden Daten möglich ist. Es wird sich dabei in erster Linie um die Frage drehen: Ist eine Ausscheidung und ein Absatz des Kalkes auf rein chemisch-physikalischem Wege möglich oder nicht?

Die Ausscheidung des im Wasser gelösten Kalkes hängt von der Konzentration desselben, von derjenigen der freien

[1]) H. Klähn, D. Petrogenese d. Kalktuffe nebst einigen sich daraus ergebenden geologischen Problemen. Geol. Archiv 1923. — Ders., Die Bedeutung geochemischer Vorgänge bei der Bildung vadosider Süßwasserkalke. Erscheint in den Abhandlungen der Preuß. Geol. Landesanst.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Kohlensäure und ihrem Druck, deren Menge aber wiederum in gewissem Sinne von den vorhandenen Sauerstoffquanten ab.

Der Kalkgehalt der Binnenseen richtet sich nach demjenigen der Umgebung, der Zuflüsse und unterseeischer Quellen. Diese Faktoren können einzeln oder kombiniert auftreten. Es sei erwähnt, daß der Kalkgehalt der im Urgebirge gelegenen Seen nicht über 3 mg in 100 ccm hinausgeht, während er in Kalkgebirgsseen 73,7 mg erreichen kann (Ritomsee nach einer Angabe bei HALBFASS)[2]). Einige Zahlen sollen einen ungefähren Begriff von der Kalkkonzentration der Binnenseen geben:

	$CaCO_3$
Rachelsee	0,17 mg in 100 ccm
Teufelsee	0,17 mg in 100 ccm
Schwarzer See (Böhmer Wald)	0,17—0,34 mg in 100 ccm
Furesee	10,7 (Mittelkonzentration)
Sildemower See bei Rostock	32,6 (Oberfläche)
	33,5 (2 m Tiefe)
Jaroszewoer See	8,5 (Oberfläche)
	16,3 (34 m Tiefe)
Schrimmer See	5,91 (Oberfläche)
	14.14 (47 m Tiefe)
Plauer See	6,83 (Ende Mai)
	6,60 (Ende Juli)
Müritz	7,56 (Ende Mai)
	8,47 (Ende Juli)
Schweriner See	3,84 (Mai)
	5,86 (Juni)
Lunzer See	6,67—7,21 (Oberfläche)
Lunzer Mittersee	8,85
Gr. Plöner See	20,19

Vgl. die vielen Kalkangaben bei WILLER[3]).

Der Kalkgehalt der Meere beträgt nach DITTMAR[4]) 0,0123% $CaCO_3$, d. h. auf 100 ccm Wasser kommen 12,3 mg Kalk. Die Angaben bei FORCHHAMMER[5]) über den „Lime"-Gehalt sind höher, was aber damit zusammenhängt, daß CaO vor allem auf Phosphat und Sulfat zu berechnen ist. FORCHHAMMER bemerkt, daß im Wasser des großen Ozeans nur sehr geringe Mengen von CaO vorkommen, die

[2]) HALBFASS, Grundzüge einer vergleichenden Seenkunde, Verlag Gebr. BORNTRÄGER, 1923.

[3]) WILLER, Die Karbonathärte ostpreuß. Gewässer. Geol. Archiv. Bd. I, Heft 6, 1923.

[4]) ANDRÉE, Geol. d. Meeresbodens. S. 403.

[5]) FORCHHAMMER, On the Composition of Seawater in the different Parts of Oceans. Philos. Transact. 1865.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

aber nach den Küsten und vor allem im Bereich der Mündungen von Flüssen zunehmen.

Regnault (nach einer Angabe Jacobsens) bestimmte 3 mg im Meerwasser, Usiglio im Mittelmeerwasser 7,9, Viertaler im Wasser des Adriatischen Meeres 31,5 mg. Jacobsen selbst stellte im ganzen nördlichen Teil der Nordsee 1,80 bis 2,80 mg kohlensauren Kalk in 100 mg Wasser fest. Was hat es nun für eine Bewandnis mit der Zahl 0,0123% $CaCO_3$, die man bei Andrée (a. a. O.) und auch bei Tornquist[6]) findet? Sie ist im Challengerwerk nicht vorhanden, wohl aber eine zweite Zahl: 0,345 (S. 204). Diese bedeutet in der betreffenden Tabelle, daß 9,345% $CaCO_3$ auf 100% Gesamtsalz kommen. Wie hoch sich dieses in absoluter Zahl beläuft, wird von Dittmar nicht angegeben. Krümmel[7]), welcher aber die Umrechnung auf Prozentgehalt des Kalkes in 100 g Wasser vorgenommen hat (genauer: Kalk in 1000 g Wasser), setzte beliebig für 1000 ccm Meerwasser 35,00 g Gesamtsalz ein, ein Wert, der nach den Forchhammerschen Untersuchungen auch annähernd stimmt. Es ist zu bemerken, daß in der Zahl 0,0123 die Spuren von nicht besonders nachgewiesenen Salzen eingerechnet sind. Krümmel[8]) weist darauf hin, daß die betreffende Analyse, in welcher sich die erwähnte Kalkzahl befindet, ein Ergebnis rechnerischer Operationen ist.

Sehr wesentlich ist die Frage, ob ein Meerwasser, welches etwa 12,3 mg in 100 ccm enthält, mit Kalk gesättigt ist, denn hiernach richtet es sich, ob eine rein chemische Kalkausscheidung möglich ist, wobei auch die anwesende Kohlensäure zu berücksichtigen ist. Nach Schlösing[9]) lösen sich in destilliertem Wasser 1,3 mg in 100 ccm, in solchem mit normaler Kohlensäurespannung hingegen 6,5 mg. Johnston und Williamson[10]) haben unter Berücksichtigung des Druckes und der Temperatur genauere Zahlen erhalten. Die folgende Tabelle bezieht sich auf die Löslichkeit des Kalkes bei 16° unter verschiedenen Partialdrucken der Kohlensäure, und zwar sind solche Drucke gewählt, welche sich in der Nähe des Atmo-

---

[6]) Tornquist, Geologie. S. 172.
[7]) Krümmel, Hdb. d. Ozeanographie. Bd. I. S. 219. 1907.
[8]) a. a. O. S. 219.
[9]) Compt. rend. 1872. S. 1552 ff.
[10]) Johnston und Williamson, The Role of inorg. agencies in the deposition of Calcium carbonate. The Journal of Geologie. Chicago, Bd. 24, 1916.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

sphärenpartialdruckes (etwa 0,03 Teile CO_2 auf 100) bewegen. Merkwürdigerweise erwähnen JOHNSTON und WILLIAMSON die Arbeit SCHLÖSINGS nicht.

CO_2 in der Atmosphäre als Partialdruck	CO_2 in der Atmosphäre als Teile auf 100 ccm ber.	Teile freie CO_2 in Lösg. (auf 100 ccm berechnet)	Löslichkeit des Kalkes in g (auf 100 ccm Wasser berechnet)
0,0001	0,01	0,000018	0,0044
0,0002	0,02	0,000036	0,0055
0,0003	0,03	0,000055	0,0063
0,0004	0,04	0,000073	0,0069
0,0005	0,05	0,000090	0,0075

Nimmt man den Druck konstant (Partialdruck der Kohlensäure in der Atmosphäre = 0,00032) und verändert die Temperatur, so ergeben sich nach den amerikanischen Forschern die folgenden Werte:

Temperatur t	Löslichkeit des Kalkes in g (auf 100 ccm Wasser berechnet)	Absorptionskoeffizient der CO_2 bei t
0	0,0081	0,0765
5	0,0075	0,0637
10	0,0070	0,0535
15	0,0065	0,0455
20	0,0060	0,0392
25	0,0056	0,0338
30	0,0052	0,0297

Auf Grund dieser Untersuchungen gelangen die amerikanischen Forscher zu demselben Resultat wie MURRAY[11]), COHEN und RAKEN[12]), welche das Seewasser für kalkgesättigt ansehen, allerdings machen WILLIAMSON und JOHNSTON die Einschränkung, daß die oberen Schichten des Ozeans mit Ausnahme der kälteren Regionen und der kalten Strömungen mit Kalk gesättigt sind.

Wir kommen also zu dem Schluß, daß sowohl viele Binnenseen als auch die Ozeane bei dem Partialdruck der atmosphärischen Kohlensäure mit Kalk gesättigt sind. Hierbei ist allerdings Voraussetzung, daß die oben genannte Zahl 12,3 (mg $CaCO_3$ in 100 ccm) wirklich für die offenen Meere Gültigkeit hat.

[11]) MURRAY u. HIORT, The Depth of the Ozean. 1912.
[12]) COHEN u. RAKEN, Proc. Acad. Wetenschappen, Amsterdam 1901.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Von großer Bedeutung für die Kalkausscheidung ist die Menge und der Druck der freien Kohlensäure in Seen und Meeren. Sie ist in ersteren in weit größeren Mengen als in der Luft vorhanden, wenigstens zu bestimmten Zeiten des Jahres. Dabei nimmt die Absorption durch das Wasser bei niederer Temperatur zu, bei höherer ab. Nach Bohr und Bock[13]) sind die Absorptionsverhältnisse die folgenden:

100 g Wasser lösen g CO_2			
Temperatur	0	Grad	0,3347
„	5	„	0,2774
„	10	„	0,2319
„	15	„	0,1971
„	20	„	0,1689
„	25	„	0.1450

Es werden in Seen verhältnismäßig kohlensäurereiche Lösungen zu bestimmten Jahreszeiten gebildet, was durch die Tätigkeit von Mikroorganismen, aber auch von Makroorganismen bedingt ist. Während der Stagnationszeiten nimmt der Kohlensäuregehalt von oben nach unten zu, in den Zirkulationszeiten hingegen ist er in allen Tiefen fast derselbe. Er sinkt im Winter häufig auf 0. Daß der Druck auf die Kohlensäurekonzentration von Einfluß ist, versteht sich von selbst. Wolff[14]) konstatierte im Wasser des Schweriner Sees:

im Mai bei 10,1 Grad C	1,94 mg CO_2 (Oberfläche)
Angabe fehlt	1,01 mg

Der von mir untersuchte Sildemower See bei Rostock zeigte die folgenden Kohlensäureverhältnisse, wobei ich auch die zugehörigen Kalkkonzentrationen hinzufüge:

Temperatur	CO_2-Gehalt (mg in 100 ccm)	CO_3-Gehalt (mg in 100 ccm)	Datum	Tiefe in m
23 Grad	0,0	19,65	15. 5. 24	0,0
10,8 „	6,3	20,2	15 5. 24	2,0
17 „	2,8	20,2	26. 5. 24	0,0
16 „	2,0	19,8	26. 5. 24	1,0
11,5 „	7,8	23,4	26. 5. 24	2,0

Weitere Daten gebe ich über den Sildemower See nicht, die vollständige Tabelle bitte ich, in der im Er-

[13]) Gmelin-Kraut, Handbuch d. anorg. Chemie.
[14]) a. a. O.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

scheinen begriffenen Arbeit[15]) nachsehen zu wollen. Ich möchte hier nur auf die Schichtung der Kohlensäure (und des Kalkes) aufmerksam machen, eine Erscheinung, welche man in vielen Süßwasserseen findet. Der CO_2-Überschuß in den unteren Partien hängt, worauf bereits BRÖNSTED[16]) aufmerksam macht, mit der Verwesung des Schlammes zusammen. Hierüber habe ich noch weiter unten zu sprechen.

Was nun den Kohlensäuregehalt im Meerwasser anbelangt, so fand JACOBSEN[17]) mit Hilfe der PETTENKOFER-schen Untersuchungsmethode in der Nordsee 10 mg in 100 ccm. BUCHANAN[18]) gibt die folgenden Zahlen, wobei allerdings bemerkt werden muß, daß er dieselben wie JACOBSEN durch Auskochen des Meerwassers fand, wodurch also bestimmte Mengen aus dem „doppelkohlensauren Kalk" z. T. eingerechnet sind.

Temperatur	Tiefe in m	CO_2 in mg pro 100 ccm
—	0	4,26
—	45	3,337
—	91	4,88
—	183	4,36
—	365	4,46
—	548	4,40
—	731	4,11
—	1463	4,22
—	1463	4,46
—	über Grund	4,74

Hierzu bemerkt BUCHANAN, daß sich bei Untersuchung von Oberflächenwasser verschiedener Gegenden herausstellte, daß warmes Wasser weniger Kohlensäure als kaltes enthält, und daß der Salzgehalt einen großen Einfluß auf den Betrag der Absorption ausübt, wobei die Sulfate eine besonders große Rolle spielen. Deshalb setzte BUCHANAN bei seinen Kohlensäureuntersuchungen Chlorbarium zum Wasser, um das SO_4 niederzuschlagen. Die Sulfate machen aber

[15]) H. KLÄHN, Die Bedeutung geochemischer Vorgänge bei der Bildung vadosider Süßwasserkalkke. Erscheint in den Abhandlungen der Preuß. Geol. Landesanst.

[16]) a. a. O.

[17]) LIEBIGS Annalen Bd. 167. — Ber. d. Kieler Kommission II u. III, 1875.

[18]) Laboratory Experiences on board of the „Challenger". Jour. of the chem. Soc. London, 33. Bd., 1878.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

einen recht großen Prozentsatz in der Zusammensetzung des Meerwassers aus, wofür ich die folgenden Beispiele nach FORCHHAMMER[19]) gebe:

Vom Äquator bis 30° nördlicher Breite, Schwefelsäure mg in 100 ccm . . . . . 211,7—233,3

Atlantischer Ozean zwischen 30° nördlicher Breite und einer Linie vom nördlichsten Punkt Schottlands bis zum nördlichen Neufundland . . . . 220,8—255,7

Niedrigere Kohlensäurezahlen als bei JACOBSEN finden wir bei DITTMAR[20]).

Ich gebe einige Beispiele:

Lokalität	Tiefe	mg CO_2 in 100 ccm	mg CO_2 in 100 ccm	Breite	
Südpazifik					
37° 2′ südl. Breite, 160° 48′ östl. Länge	Oberfl.	1,0	3,73	50° S	bei den Kerguelen
18° 29′ südl. Breite, 173° 49′ östl. Länge	Oberfl.	0,61	3,66	38° 43′ S	Südpazifik
38° 50′ südl. Breite, 169° 20′ östl. Länge	493 m	1,01	3,5	38° S	Südpazifik
Nordpazifik					
4° 33′ nördl. Breite, 127° 6′ östl. Länge	Oberfl.	0,371	3,73	37—38° S	Südpazifik
36° 10′ nördl. Breite, 178° 0′ östl. Länge	4650 m ca.	0,873	3,95	51° S	Südpazifik

Vergleicht man die Zahlen bei JACOBSEN, BUCHANAN und DITTMAR miteinander, so stellen sich z. T. erhebliche Differenzen ein. Man möchte fast glauben, JACOBSEN habe sich in der Stellung des Kommas geirrt, doch können auch andere Umstände daran schuld sein; BUCHANAN konnte sich die Differenzen zwischen seinen und JACOBSEN's Zahlen nicht erklären. Wie verschieden die Angaben einzelner Autoren sind, zeigt die folgende Zusammenstellung, welche ich JACOBSEN entnehme (a. a. O. S. 26):

REMY 2,2—2,8 ccm CO_2 in 1000 ccm Wasser der Oberfläche (Compt. rend. Bd. 6, S. 616)

MORREN 1,7—3,8 ccm CO_2 in 1000 ccm Wasser der Oberfläche (Ann. de Chimie et de Phys. Bd. 12, S. 5)

LEWY 2,4—3,9 ccm CO_2 in 1000 ccm Wasser der Oberfläche (Ann. der Chemie Bd. 58, S. 328)

J. HUNTER etwa 0,8—5,8 ccm CO_2 in 1000 ccm Wasser der Oberffäche (Jahresbericht für Chemie usw. 1869)

[19]) a. a. O.

[20]) Chall. Rpt. Physics and Chemistry, Bd. I, 1884.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Bischof 39 ccm CO_2 in 1000 ccm Wasser der Oberfläche (Chem. Geol. 1. Aufl., Bd. 2, S. 1130)
Vogel 55,6—116,3 ccm CO_2 in 1000 ccm Wasser der Oberfläche (Schweiggers Journ. Bd. 8, S. 351).

Danach hat entschieden Vogel den Vogel abgeschossen. Seine 116,3 ccm würden nicht weniger als 230,3 mg CO_2 entsprechen!

Übrigens ist von einer eigentlichen Schichtung, wie wir sie bei der Kohlensäure der Binnenseen kennen, im Wasser des offenen Meeres keine Rede, woran sicher Strömungen und deren verschiedene Temperaturen schuld sind. Im großen und ganzen bleibt sich der Kohlensäuregehalt in fast allen Schichten ungefähr gleich, und hierin besteht der große Unterschied gegenüber den Binnenseen während der warmen Monate. Kohlensäurebestimmungen aus Bodenwasser zeigen folgende Werte (Buchanan a. a. O.):

Breite	CO_2 in mg pro 100 ccm
66° S bis 35° S	5,18
35° S bis 10° S	4,66
10° S bis 10° N	4,09
10° N bis 35° N	4,59
35° N bis 38° N	4,26

Wesentliche Unterschiede gegenüber den oben (S. 8) gegebenen Zahlen sind nicht zu ersehen. Auf die Verhältnisse in Buchten und Fjorden komme ich noch zu sprechen.

Ein weiterer Unterschied gegenüber den Verhältnissen in Binnenseen liegt darin, daß wir den Kohlensäuregehalt im Meere nicht in erster Linie auf die Verwesungsvorgänge im Schlamm zurückführen können, denn dann müßte, selbst wenn wir den verwischenden Einfluß der Strömungen mit in Betracht ziehen, eine Schichtung der CO_2 vorhanden sein, zum mindesten müßte dieselbe in den unteren Schichten konzentrierter als in den oberen sein.

Aber kann, ganz allgemein gesprochen, die Kohlensäure der Meere auf die Verwesung zurückgehen? Die Menge derselben hängt von drei Faktoren ab: 1. von der Temperatur, 2. von dem Salzgehalt, 3. dem Sauerstoffgehalt.

Zu 1. Im Süßwasser hängt der Kohlensäuregehalt, wie ich schon sagte, vor allem mit der Verwesung des Schlammes zusammen, wozu diejenige der abgestorbenen und im Wasser schwebenden Planktonten hinzukommt. Es besteht nun bezüglich der Schlammzusammensetzung der Binnenseen und der Meere ein Unterschied, indem sich am Auf-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

bau des lakustren Schlammes außer Eiweiß- und Fettkörpern noch ein gewisser Bestand an Zellulose und Lignin-teilen hinzugesellt. Die letzteren fehlen in den marinen Schlammabsätzen fast vollkommen; nur in der Küstennähe können Blätter und Stämme in's Meer befördert werden. In diesem kommt es eigentlich nur zum Absatz von Sapropelen. Ihre eiweiß- und fetthaltigen Komponenten verwesen an sich rascher als Zellulose und Lignin. Dieser Unterschied macht sich in Süßwasserseen darin bemerkbar, daß sich in der Ufernähe weniger CO_2 im Wasser nachweisen läßt als in demjenigen der mittleren Teile, was ich im Sildemower See zeigen konnte. Am Ufer wird eben mehr Zellulose und Lignin, in der Seemitte hingegen mehr Eiweiß und Fett abgelagert.

Da sich nun auf dem Boden der Meere, praktisch genommen, ausschließlich eiweiß- und fetthaltige Körper absetzen, so müßte an sich die Kohlensäureproduktion eine größere als in dem Seeschlamm sein. Hierbei sind die abgestorbenen Organismen, welche sich je nach der Schwere mehr oder weniger lange Zeit im Wasser schwebend erhalten, nicht berücksichtigt.

Besprechen wir aber zunächst die Verwesung des Schlammes. Daß die Temperatur auf das Quantum und die Schnelligkeit von größtem Einfluß ist, hat Wollny[21]) auf Grund zahlreicher Versuche mit humosen Substanzen nachgewiesen. Wie steht es nun mit den Temperaturverhältnissen innerhalb der Ozeane, und zwar direkt am Boden? Ich halte mich im Folgenden an die Ausführungen von Krümmel. Auf dem Bodenareal von $^3/_4$ des gesamten Atlantischen Ozeans herrscht unter 3650 m Tiefe eine fast gleichmäßige Temperatur, welche zwischen —0,6 und 2,1° schwankt. Im Nordpazifik liegen die Bodentemperaturen der Parallelen von 55 und 20° N zwischen —0,4 (155° 25′ östl. L. 48° 21′ nördl. Br.; 5. Juli 1874) und 1,2° in Tiefen von 2940 und 6680 m. Im Bereiche des Kurosiwo ist die Maximaltemperatur in 2745 m 1,7, die Mindesttemperatur 1,1°. Im intratropischen Teil des Stillen Ozeans schwankt die Temperatur in 2745 m zwischen 1,3 und 1,6°, im Südpazifik zwischen Australien und Neuseeland zwischen 0,6 und 0,9°. Zwischen 23 und 44° südl. Br. und 165 und 150° westl. L. variiert die Temperatur am Boden zwischen 1,0 und 1,1°. Noch weiter südlich sinkt

[21]) Wollny, Die Zersetzung der organischen Stoffe. 1897.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

die Bodentemperatur bis 0,7°. Im Indischen Ozean bewegen sich die Tiefentemperaturen zwischen 0,7 und 2.2°. Im arktischen und antarktischen Meere sind Temperaturen unter 0° keine Seltenheit. Bedeutend höhere Temperaturen finden wir in dem, durch die etwa 1000 m tiefe Bodenschwelle von Gibraltar vom Atlantik abgeschlossenen Mittelmeer. Von etwa 550 m an herrscht eine ziemlich gleichmäßige Temperatur von etwa 13°.

Es ergeben sich also für die Weltmeere Bodentemperaturen, welche, unter Vernachlässigung der Arktis und der Antarktis einen Minimaldurchschnittswert von 0,77° und einen Maximaldurchschnittswert von 1,55° haben.

Es ist ganz klar, daß durch diese tiefen Temperaturen die bakterielle Verwesung sehr stark zurückgehalten werden muß. Im Mittelmeer hingegen würde die Temperatur allein zum flotten Fortgang derselben ausreichen.

Hiermit kommen wir zu dem Resultat, daß in den größten Teilen der Weltmeere eine Zufuhr von Kohlensäure aus dem langsam verwesenden Bodenschlamm nur ganz untergeordnet in Frage kommt, da die Temperatur eine viel zu niedrige ist.

Wie verhalten sich nun aber die absterbenden und langsam zu Boden sinkenden Organismen zu dem Kohlensäuregehalt des Meerwassers? So lange sie sich über der 700-Meter-Linie des Atlantischen Ozeans bewegen, wirkt die Temperatur auf die Verwesung fördernd. Sie beträgt an einzelnen Stellen an der Oberfläche 23,9°, ja in der Äquatorialzone können fast 30° erreicht werden.

Zu 2. In ähnlicher Weise wie niedere Temperaturen wirkt der Salzgehalt auf die Verwesung retardierend. Hierauf macht u. a. Deecke in seiner „Fossilisation“[22]) aufmerksam. Da der Salzgehalt in verschiedenen Gegenden der Ozeane schwankt, ebenso innerhalb verschiedener Tiefen, so ist natürlich auch der Einfluß auf die Verwesung nicht überall der gleiche. Auf jeden Fall wirkt das Salz mehr oder weniger konservierend. Es ist dies aber eine ganz andere Art der Konservierung als etwa in kalkhaltigen Süßwasserseen, in denen Kalk ausgeschieden wird. Dort wirkt der Kalk vor allem dadurch auf die eingekapselten Organismen.

[22]) Gebr. Borntträger, 1923.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

unter denen Charen in erster Linie in Betracht kommen, daß er die Sauerstoffzufuhr eindämmt, wenn auch der Kalk als chemischer Körper von Einfluß ist. Derartig eingehüllte Charen enthalten in der Seekreide nicht selten noch Chlorophyll. Im Meer wirken aber die eigentlichen Seesalze wie Kochsalz und die Sulfate rein chemisch-physiologisch.

Was nun die Verteilung der letzteren im Meerwasser anbelangt, so gibt FORCHHAMMER[23]) an, daß in der Baffins-Bay das Oberflächenwasser ebenso viel Salze als das Tiefenwasser enthält, aber beim Passieren des südlichsten Punktes von Grönland zeigt das letztere weniger Salze als das erstere. Diese Differenz verstärkt sich nach dem Äquator hin. Um diesen herum und etwas südlicher nehmen die Unregelmäßigkeiten zu, indem sich z. B. eine konzentriertere Partie zwischen zwei verdünntere einschiebt. In anderen Fällen nimmt der Salzgehalt mit der Tiefe zu. Einige Beispiele mögen das Gesagte demonstrieren:

Lokalität Atlantischer Ozean	g Salz (Sulfate und Chloride) auf 1000 g der Gesamtsalzmenge	Tiefe in m
64° 30′ nördl. Br., 26° 24′ westl. L.	35,544	Oberfläche
	35,341	1828
47° 15′ nördl. Br., 9° 30′ westl. L.	35,922	Oberfläche
	35,925	731
	36,033	920
0° 15′ südl. Br., 25° 54′ westl. L.	35,820	1645
	36,264	3291
	35,892	8229
	36,293	9875

In allen Tiefen muß also die Verwesung durch den verhältnismäßig hohen Salzgehalt aufgehalten werden. Er wird natürlich nur zurückgedrängt, langsam geht der Verwesungsprozeß voran, und langsam wird sich Kohlensäure bilden, natürlich in der Zeiteinheit nicht so viel wie etwa aus dem Schlamm und dem abgestorbenen schwebenden Plankton der Süßwasserseen[24]).

Zu 3. Der Wirkung der niedrigen Temperatur (in den Wasserpartien unter 700 m) und derjenigen des Salzgehaltes arbeitet nun der Sauerstoff entgegen.

[23]) Phil. Transact. 1865.

[24]) Es sei bemerkt, daß nach einer Angabe von JACOBSEN (Anm. d. Ch. 1873) der Salzgehalt der Ostsee von der Oberfläche bis zum Grund zuweilen auf mehr als das Dreifache steigt.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Dieser wirkt in *Süßwasserseen* auf die organischen Massen stark oxydierend ein, bzw. befördert die Verwesung durch Schaffung eines wichtigen Lebensmomentes der aeroben Bakterien. Da deren Tätigkeit von der Temperatur abhängig ist, so muß der Sauerstoffschwund in den verschiedenen Jahreszeiten ein verschiedener sein. Er erreicht die größten Werte am Grunde eines Sees; wenn nicht besondere Umstände dazwischentreten, so nimmt der Sauerstoff allmählich nach der Tiefe ab. Einige aus den Untersuchungen von Brönsted am Furesee[25]) herausgegriffene Beispiele sollen dies erläutern:

Datum	Tiefe in m	O-Gehalt (mg in 100 ccm)	Temperatur
15. VI. 06	0	0,47	17,3 Grad
	28	0,41	6,9 „
12. IX. 06	0	0,47	15 „
	30	0,74	7,7 „
14. I. 07	0	0,63	2,0 „
	24	0,58	1,8 „

Im Winter ist also die Sauerstoffmenge sowohl in den obersten als auch in den untersten Schichten größer als während der warmen Monate. In der Regel nimmt das Gas von oben nach unten ab. Im Oktober, November oder Dezember kann O über den ganzen See gleichmäßig verteilt sein. Meist ist der Sauerstoffgehalt höher als der theoretisch zu erwartende. „Daß sowohl eine Steigung des Absorptionskoeffizienten bei sinkender Temperatur, wie eine Abnahme desselben bei steigender, von dem See durch eine Steigung bzw. eine Abnahme des Sauerstoffgehaltes beantwortet wird, zeigt, daß das Gleichgewicht, das bei der Berührung mit der Atmosphäre angestrebt wird, schnell und sicher erfolgt." (Brönsted).

In flachen Gewässern kann der O-Gehalt in den Bodenwässern bis O sinken, wie überhaupt in solchen etwas andere Verhältnisse als in dem tiefen Furesee eintreten, weil die Erwärmung eine intensivere ist und die organischen Massen leichter durch den Wind aufgewirbelt wer-

[25]) Brönsted und Wesenberg-Lund, Chem.-phys. Untersuchungs. d. dänischen Gewässer. Intern. Revue d. ges. Hydrobiologie u. Hydrographie. 1912.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

len. Deshalb entspricht das Wasser eines solchen Sees ungefähr den Bodenlagen eines tiefen Gewässers. Die von mir durchgeführten Untersuchungen an dem öfters erwähnten, etwa 2 m tiefen Sildemower See zeigen dies, wozu einige Stichproben genügen:

Datum	Tiefe in m	O-Gehalt in mg auf 100 ccm	Temperatur
15. V. 24	0	0,3	23 Grad
	2	fast 0	10,8 „
3. VI. 24	0	0,18	17,2 „
	1	0,13	17 „
	2	0,0	12 „

Trotz der geringen Tiefe des Sildemower Sees liegen die Sauerstoffverhältnisse im Prinzip wie am Furesee. Die O-Werte liegen unter den theoretisch zu erwartenden.

Es ist ganz klar, daß, worauf auch von Brönsted hingewiesen wird, der Sauerstoff zu der entwickelten Kohlensäure in einem bestimmten Verhältnis steht. Davon überzeugt ein Blick auf die Tabelle auf S. 7, welche sich auf den Sildemower See bezieht. Doch habe ich in meiner Arbeit über die geochemischen Vorgänge bei der Bildung vadosider Kalkablagerungen darauf hingewiesen, daß die CO_2-Zunahme zu der O-Abnahme nicht in einem strengen stöchiometrischen Verhältnis steht. Es müssen mithin auch anaerobe Bakterien für den Überschuß an Kohlensäure verantwortlich gemacht werden.

Wenn wir nun die Frage, ob die Kohlensäure des Meerwassers mit dem Sauerstoff desselben in Beziehung steht, erörtern, so müssen wir uns zunächst nach Daten über den O-Gehalt im *Meer* umsehen.

Zunächst macht Buchanan[26]) darauf aufmerksam, daß der Sauerstoffgehalt in wärmeren Gegenden geringer als in kälteren sei. Dies trifft jedoch bei einem Wasserprofil nicht zu. Zur Orientierung gebe ich die folgenden Daten, welche der Tabelle S. 462 bei Buchanan entnommen sind. Hierbei ist auch die Kohlensäure berücksichtigt:

[26]) a. a. O.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Tiefe in m	CO_2 (mg in 100 ccm)	O (mg in 100 ccm)	Temperatur
0	4,26	—	—
46	3,37		—
91	4,88	—	—
183	4,36	0,3	14,6 Grad
366	4,46	0,25	13 „
549	4,4	0,12	6,9 „
731	4,11	0,17	5,1 „
1463	4,22	0,29	2,5 „
über 1463	4,46	0,31	1,5 „
Boden	4,74	—	—

Eine regelmäßige Sauerstoffabnahme wie in den Binnenseen finden wir in der Tabelle BUCHANANS nicht. Den Sauerstoffschwund in den mittleren Tiefen bringt dieser Forscher mit dem in diesen Tiefen reichlich entwickelten Tierleben in Zusammenhang. Dem widerspricht nun aber offenbar, daß Kohlensäurezu- bzw. abnahme gar nicht der Zu- und Abnahme des Sauerstoffs entspricht.

Ähnliche Angaben wie BUCHANAN macht auch TORNÖE[27]), und zwar fand er im Nordmeer, daß der Sauerstoff bis 1100 m rasch, dann langsamer abnimmt, daß er bis 3200 m wieder langsam zunimmt. Doch sind die Differenzen recht geringe.

JACOBSEN[28]) gibt an, daß im südlichen Teile der Nordsee, wo die größten Tiefen kaum über 50 m hinausgehen, der Sauerstoffgehalt nach der Tiefe nicht oder kaum abnimmt. Eine Abnahme träte erst dort ein, wo Differenzen in der Temperatur und Konzentration der unteren gegenüber den oberen Partien vorhanden seien. Wenn nämlich das untere schwerere, salzreichere Wasser mit Oberwasser nicht gemischt wird, dann wird der Sauerstoff ohne Ersatz zur Oxydation organischer Massen (besonders derjenigen am Grunde) und untergeordnet zur Atmung der Tiere verbraucht. Weiterhin sagt JACOBSEN, daß in den meist bevölkerten geringen Tiefen nur lokalerweise eine Verminderung des Sauerstoffs nach unten stattfindet, wie in der Apenrader Bucht, wo die Luft in 34 m Tiefe nur 29,22% O (auf Luft berechnet) vorhanden war. Hier besteht der Untergrund aus vermoderndem Material, das

[27]) Ber. d. norweg. Nordmeerexpedition.
[28]) Über d. Luft d. Meerwassers. Ann. d. Chem. u. Pharm. Bd. 167. 1873.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

auch Schwefelwasserstoff lieferte. Ähnlich war es im Kieler Hafen, wo am 18. Oktober 1872 an der Oberfläche 33,7%, in 30—32 m aber nur noch 26,24% O vorhanden waren. Leider macht JACOBSEN keine Angaben über die Kohlensäure des Apenrader und Kieler Wassers, allein wir werden wohl annehmen dürfen, daß diese dem Sauerstoffschwund in den unteren Wasserpartien entsprechend zunimmt.

Sehr instruktiv ist die folgende Tabelle, welche sich auf die Untersuchungen PETTERSSONS[29]) im Gulmarfjord beziehen:

Tiefe in m	Temperatur	Salzgehalt pro Mille	Sauerstoff ccm	Kohlensäure ccm
30	3,0 Grad	29,16	6,86	44,33
50	5,4 „	33,11	5,65	47,53
70	5,0 „	33,93	2,64	50,34
100	4,5 „	34,14	2,19	51,55
140	4,2 „	33,91	1,58	—

(17. Februar 1890)

In abgeschlossenen Buchten und Häfen stellen sich also ganz ähnliche Verhältnisse wie in Binnenseen ein: Die Kohlensäure nimmt zu bestimmten Jahreszeiten von oben nach unten auf Kosten des Sauerstoffs zu. In beiden Fällen ist der Boden schlammig und es kommt zur Schwefelwasserstoffentwicklung.

Am Boden der offenen Ozeane liegen die Verhältnisse offenbar anders. Liest man die Tabellen S. 34 ff. im Challengerwerk durch[30]), so fällt auf, daß die organische Substanz bei den Seesedimenten nicht besonders angegeben wird. Dies wäre aber geschehen, wenn sie in auffallender Menge vorhanden wäre. Bei der Angabe der Zusammensetzung der „Fine Washings" sind immer die organischen Substanzen mit den übrigen verrechnet. MURRAY und RENARD betonen nun, daß Eiweiß und andere organische Massen in fast allen Tiefseesedimenten anzutreffen seien, doch in flacherem Wasser, z. B. in einigen Grünmudden, in Hafenmudden, muddigen Buchten und in den Blaumudden, welche sich in der Nähe von terrigenen Ablagerungen befinden, ist die Ansammlung der organischen Massen entschieden eine

[29]) aus KRÜMMEL a. a. O. 312. (Scott. Geogr. Mag. 1894.)
[30]) Report on the scientific Results of the Voyage of H. M. S. Challenger. Deap-Sea Deposits. 1891.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

größere. Dort kommt es auch zur Bildung größerer Mengen von Schwefelwasserstoff und Sulfiden, welche in rein pelagischen Sedimenten sehr stark zurücktreten, wie in den Roten Tonen. Mit diesen Mengenunterschieden der organischen Massen hängt es ja auch zusammen, wie dies MURRAY und RENARD hervorheben, daß die Verwesung der unteren Lagen der Blauen Mudde eine Reduktion der oberen roten Schicht hervorruft, während die Roten Tiefseetone wegen der geringen organischen Beimengung nicht reduziert werden.

Daß der Boden der offenen See weniger organische Substanz als geschütztere Stellen hat, hängt nicht mit einer rascheren Oxydation der Kohlenstoffverbindungen zusammen, sondern in erster Linie wohl mit den Strömungen, welche das abgelagerte Material verfrachten oder die schwebenden Sinkstoffe organischer Natur im Zustand der Verwesung weit fortbefördern. Sie gelangen also meist gar nicht auf den Boden. Wenn sie aber doch ihr Ziel in größeren Tiefen erreichen, so verhindert, wie ich oben auseinandersetzte, die niedere Temperatur eine rasche vollkommene Verwesung.

Es kann also der Kohlensäuregehalt der offenen Meere nur zum geringsten Teil auf den kleinen Prozentsatz an organischer Substanz im Bodenschlamm zurückgeführt werden, größere Mengen CO_2 entstammen den im Wasser schwebenden abgestorbenen Organismen. Darum können wir auch eine allmähliche Zunahme der Säure von oben nach unten nicht in der Weise erwarten, wie dies in den Süßwasserseen und in Häfen und Bais der Fall ist.

Für den Kohlensäuregehalt des Meerwassers ist aber wohl noch ein anderer Umstand verantwortlich zu machen. Von verschiedenen Forschern ist darauf hingewiesen worden, daß die Salze des Meerwassers, vor allem die Sulfate, die Kohlensäure stark absorbieren, weshalb man ja in der Analyse bei Anwesenheit von Ca SO_4 zuerst das SO_4-Jon mit Barium verbindet, wodurch die Absorption von Seiten des Ca SO_4 ausgeschaltet wird. Es ist einleuchtend, daß auch diese Salze für den CO_2-Gehalt des Meerwassers verantwortlich zu machen sind.

KRÜMMEL macht darauf aufmerksam, daß unterseeische Kohlensäurequellen dem Meerwasser Kohlensäure zuführen können, wie dies auch DITTMAR bereits ausgesprochen hatte. Doch sieht KRÜMMEL als Hauptquelle „der Veränderungen im Bestande der Kohlensäure des Meeres" die Atmosphäre

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

an, wobei er vor allem an die Betrachtungen KROGHS über den Einfluß der Kohleverbrennung auf den Kohlensäurehaushalt des Meeres anschließt. Doch sind diese für unsere Zwecke weniger von Bedeutung; sie dürften für die Frage der Kalkausscheidung kaum in Betracht kommen.

Es haben sich mithin eine ganze Reihe von Unterschieden bezüglich des Chemismus der Binnensee- und Meerwässer herausgestellt. Es fragt sich nun, nach welchen Gesetzen sich die **Ausscheidung des Kalkes** in beiden Gewässern vollzieht.

Die Ausscheidung des Kalkes ist von den folgenden Faktoren abhängig:

1. Konzentration des Kalkes,
2. Konzentration der Kohlensäure (Druck),
3. Konzentration des Sauerstoffs.

Diese Konzentrationen werden von Faktoren physikalischer und physiologisch-chemischer Art geregelt. Solche sind:

1. Tiefe,
2. Temperatur,
3. Wasserbewegung (kommt praktisch nicht in Frage),
4. Assimilation der Pflanzen und Tiere,
5. Verwesung des Schlammes durch Bakterien.

Da das Wechselspiel der einzelnen Einflüsse schon öfters besprochen und in meiner demnächst erscheinenden Arbeit übersichtlich dargestellt wird, gehe ich an dieser Stelle nicht darauf ein.

Doch will ich ein Beispiel bringen, das zeigen soll, wie die Ausscheidung des Kalkes in Süßwasserseen vor sich geht. Es wird sich dabei ergeben, daß eine rein chemische Bildung desselben nur in ganz untergeordnetem Maße möglich ist. Dies ist mir durch Anstellung zahlreicher Versuche recht deutlich zum Bewußtsein gekommen.

In einem See verändert sich die Temperatur mit den Jahreszeiten. Nimmt sie im Frühjahr auch in den unteren Lagen zu, so setzt der Verwesungsvorgang im Schlamm ein. Hierdurch wird CO_2 auf Kosten des Sauerstoffs produziert, z. T. aber auf anaerobem Wege, denn O-Schwund und CO_2-Zunahme stehen oft nicht in dem zu erwartenden Verhältnis. Es tritt eine Schichtung der Säure und des Sauerstoffs ein, welche sich etwa spiegelbildlich in den einzelnen

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Schichten verhält. Durch die CO_2 Überproduktion, bei der auch die Tiere ihr Teil beitragen, und welche bei weitem nicht durch den Assimilationsprozeß gewisser Pflanzen ausgeglichen wird, wird eine Ausscheidung des Kalkes in den warmen Monaten verhindert. Findet sie aber doch statt, dann nur auf physiologischem Wege. Im Winter ändert sich die Sachlage, indem der CO_2-Gehalt wieder ab, der O-Gehalt aber zunimmt. Innerhalb eines langen und nicht zu kalten Winters kann, falls die Kalkkonzentration eine verhältnismäßig hohe ist, eine chemische Ausscheidung des Kalkes stattfinden, doch tritt diese Art der Ausscheidung in den Hintergrund.

Daß die Kalkausscheidung physiologisch-chemischer Natur ist, konnte ich durch meine Untersuchungen des Sildemower Sees zeigen. Hier tritt trotz einer recht hohen Konzentration (32—33 mg $CaCO_3$ in 100 ccm) des Kalkes eine Ausfällung desselben nicht ein, und zwar aus dem einfachen Grunde, weil keine kalkspaltenden Pflanzen vorhanden sind. Der Schlamm ist deshalb, abgesehen von Schalenresten, kalkfrei. Eine chemische Ausscheidung kann nicht eintreten, weil während der wärmeren Monate der Kohlensäuregehalt im Verhältnis zum Kalk viel zu hoch ist. Hierauf bin ich in meiner Arbeit über die Bedeutung geochemischer Vorträge bei der Bildung vadoseder Süßwasserkalkablagerungen näher eingegangen.

Das Ergebnis ist demnach, daß die physiologische Ausscheidung des Kalkes in Süßwasserseen im Vordergrund steht, während die chemische Ausscheidung zurücktritt. Bei der Ausfällung spielt die Beteiligung des Mikrophytoplanktons eine wesentliche Rolle.

Wenden wir uns nun zur Ausscheidung des Kalkes im Meerwasser. Erinnern wir uns, daß der Kalkgehalt des offenen Meeres etwa 12,3 mg $CaCO_3$ in 100 ccm beträgt. Ich möchte ferner noch einmal darauf aufmerksam machen, daß die Konzentration und der Druck der freien Kohlensäure und ihr Verhältnis zu derjenigen des Kalkes für die Ausscheidung von größter Wichtigkeit ist. Wenn nun auch von Forchhammer und Dittmar angegeben wird, daß das Meerwasser meist neutral sei, so ist doch immerhin zu bedenken, daß, wenn wir die niedrigsten Kohlensäurezahlen berücksichtigen, CO_2 nicht selten den Betrag von über 3 mg in 100 ccm erreicht und überschreitet (Challenger, S. 217 ff.).

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Wenn auch verhältnismäßig wenige einwandfreie Kohlensäureuntersuchungen des Meerwassers vorliegen, so glaube ich doch annehmen zu dürfen, daß der in größeren Tiefen obwaltende Druck genügt, um den Kalk nicht zur Ausscheidung gelangen zu lassen. Das Meerwasser ist an sich, wie ich schon sagte, mit Kalk gesättigt, und falls wir einen so niedrigen Druck haben, wie ihn WILLIAMSON und JOHNSTON bei ihren Versuchen anwandten (S. 6), müßte eine Kalkausscheidung zu erwarten sein, namentlich bei Temperaturen über 15°.

BISCHOF[31]) ist der Ansicht, daß eine chemische Ausscheidung nur dort möglich sei, wo die Kohlensäure dank einer kräftigen Bewegung des Wassers aus demselben ausgetrieben wird. Ich habe dahin gehende Versuche mit kalk- und kohlensäurehaltigem Wasser gemacht und das Entweichen der Kohlensäure bis zu einem bestimmten Betrag festgestellt. Doch fand ich in der Warnow selbst nach langen, starken Stürmen keine Abnahme der Säure, was ich damit erkläre, daß beim Schütteln die Wasserpartien in einzelne Tropfen zerteilt werden, während bei der Wellenbewegung dies nicht der Fall ist. Es kämen bei Sturmfluten höchstens die Brandungswellen in Betracht. HAYES[32]) wollte eine Abnahme der Säure bei starken Winden konstatiert haben und glaubte, einen geringeren Prozentsatz in dem von der Schraube gepeitschten Wasser gegenüber dem Bugwasser feststellen zu können. Doch behauptet JACOBSEN[33]) auf Grund einer Untersuchung an Bord der „Pommerania" das Gegenteil, indem das Wasser am Bug und an der Schraube des Schiffes denselben Gehalt an CO_2 aufwies. DELESSE[34]) meint, daß eine chemische Ausscheidung des Kalkes in größeren Tiefen durch Konzentration und Abkühlung vor sich gehen könne. JACOBSEN macht darauf aufmerksam, daß, wenn man zu einer Lösung von Kalk in kohlensäurehaltigem Wasser eine neutrale Lösung von Magnesiumchlorid gibt, selbst nach wochenlangem Stehen oder längerem Kochen keine Trübung eintritt. Ein großer Überschuß von Magnesiumchlorid fällt aus dem Meerwasser Kalk aus. Doch kommt dieser Fall bei der gewöhnlichen Ausscheidung des Kalkes nicht in Betracht.

---

[31]) Chem. Geologie. 2. Aufl. Bd. 1, S. 476; Bd. 3, S. 24.
[32]) Sill im. Am. Journ. Bd. 11. 1851.
[33]) a. a. O.
[34]) Lithologie du fond des mers. 1872.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Es bleibt, um zu sicheren Schlüssen über die Ausscheidung des marinen Kalkes zu gelangen, nur übrig, an einer bestimmten Stelle des Ozeans zu verschiedenen Zeiten und in verschiedenen Tiefen Untersuchungen anzustellen. Vorläufig aber müssen wir die Annahme machen, daß der Kalk nur durch Organismen zum Bau der Schalen oder durch Pflanzen physiologisch ausgeschieden wird, wobei auch Bakterien in Betracht kommen, z. B. *Bact. calcis*. Drew.

Nun ist natürlich mit der Ausscheidung des Kalkes die **Entstehung der Kalklager** noch nicht geklärt. Der Weg, den ein etwa an der Oberfläche gebildetes Kalkkörnchen bis zur Sedimentation zurückzulegen hat, birgt für dasselbe noch manche Gefahr in Form der Kohlensäure. Hierauf ist von den verschiedensten Seiten, so von Philippi, Andrée, Brönsted hingewiesen worden. Außerdem spielt die Temperatur eine besondere Rolle.

Ein Kalkkörnchen, welches an der Oberfläche bei einer Temperatur über 15° ausgeschieden wird, sinkt langsam zu Boden. Dabei kommt es in Regionen, deren Druck immer mehr zunimmt (auf 10 m um eine Atmosphäre). Falls auch nur wenig freie Kohlensäure vorhanden ist, muß eine Auflösung des Kalkes eintreten. Da wir in den größeren Tiefen nur eine Temperatur von 5 und weniger Grad haben, so wird bei 400 m bereits ein Stadium erreicht, bei dem die Kohlensäure in den flüssigen Zustand übergeht (vgl. Krümmel a. a. O.) Aus diesen Gründen ist ein Absatz von Kalk im offenen Meere, der rein chemisch bedingt wäre, unmöglich. Für diese Annahme spricht aber auch die Angabe Tolmans,[35]) wonach selbst nach jahrelangem Stehen der vielen mit Seewasser gefüllten Flaschen der Challengerexpedition eine Kalkausscheidung nur in ein oder zwei Fällen eintrat. Sodann bemerkt derselbe Autor, daß Schalen des pazifischen Ozeans Korrosion und Wiederauflösung zeigen. Das alles spricht gegen einen allgemeinen chemischen Absatz des Kalkes in den Ozeanen.

Tritt aber unter besonderen Bedingungen eine Ausscheidung trotzdem einmal in den oberen wärmeren Lagen ein, so werden die gelösten Partikelchen in größeren Tiefen wieder gelöst werden müssen. Es gelangt demnach in den Meeren der Kalk in erster Linie physiologisch-chemisch zur Ausscheidung, sei es unter der Mitwirkung von Tieren oder

[35]) Journ. of Geol. Bd. 7. 1899.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Pflanzen. Ein Absatz von Kalk in größeren Tiefen ist nur möglich, wenn nach der physiologisch-chemischen Ausscheidung die Kalkteile so groß sind, daß sie nicht ganz wieder gelöst werden können (z. B. Foraminiferenschalen). Oder aber die kleinen Partikel, welche etwa durch Bakterien ausgeschieden werden, können nur dann Aussicht auf Erhaltung haben, wenn sie nahe dem Meeresgrunde entstehen. Sonst werden sie auf dem Wege von der Bildungsstätte bis zum Meeresboden wieder gelöst werden müssen bei genügender CO_2-Gegenwart.

Die gemachten Ausführungen beziehen sich nicht ohne weiteres auf die Entstehung sämtlicher fossiler mariner Kalklager. Wird durch Einschnürung eines Meeresbeckens die Konzentration sehr stark erhöht, so kann eine Kalkbildung eintreten, selbst wenn geringe CO_2-Mengen vorhanden sind. Dies könnte eventuell bei der Genese des Muschelkalkes der Fall gewesen sein, worauf in der Diskussion zu meinem Vortrag aufmerksam gemacht wurde. Doch muß man hierbei zweierlei berücksichtigen: 1. Sind nicht alle sog. anorganogenen Partikelchen eines Kalkes wirklich anorganogener Entstehung, denn sie können aus dem doppelkohlensauren Kalk chemisch-physiologisch abgesondert sein. Die Pflanzen selbst sind verwest und verraten sich nicht mehr als die Schuldigen. Dies dürfte sich vor allem auf die kalkabsondernden Bakterien beziehen. 2. Der anorganogene Kalk kann Detritus sein, welcher namentlich in der Nähe von Küsten oder von Einmündungen kalkhaltiger Flüsse eine gewisse Rolle spielt. Dieser Kalk fällt aber außerhalb der Diskussion und hat mit der gestellten Frage: Kann Kalk rein chemisch in den offenen Meeren entstehen? nichts zu tun.

Somit ergibt sich, daß die **Seekreide** bestimmt zum allergrößten Teil aus physiologisch ausgeschiedenem Kalk besteht, während man dies bis jetzt von allen **marinen Kalken** nicht mit Bestimmtheit sagen kann, doch spricht sehr viel gegen eine chemische Ausscheidung in größerem Maße. Auf jeden Fall vermag ich mich nicht der Ansicht Arn. Heim's[36]) anzuschließen, welcher den Wiesenkalk zum größten Teil als chemisch entstanden erklärt, was er auch bezüglich der marinen Kalke sagt. Allerdings läßt er eine eventuelle Beteiligung von Organismen

[36]) Über submarine Denudation u. chemische Sedimente. Geol. Rundschau, Bd. 15. Heft 1. 1924.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

zu. Er sieht nur diejenigen Teile eines Kalkes als organogen an, die sich aus Schalen bzw. Schalenbruchstücken zusammensetzen. „Mehr als $^9/_{10}$ aller Kalke und Dolomite der Alpen und des Juragebirges scheinen chemische, anorganogene Niederschläge zu sein." Die chemische Ausscheidung des planktogenen Kalkes soll im Oberflächenwasser unter dem Einfluß erhöhter Temperatur und des Wellenschlags, wodurch die Kohlensäure ausgehaucht wird, entstehen, während sich der benthogene Kalk dann bildet, wenn „ein kalter Bodenstrom aus der Tiefe am Kontinentalrand unter Druckverminderung und Erwärmung heraufkriecht". Vor allem wird also erhöhte Temperatur für die Ausscheidung des Kalkes verantwortlich gemacht, und diese hypothetische Annahme wird von Heim paläoklimatisch verwertet. Doch geht dies vorläufig gar nicht an, denn dazu müssen erst Meeresforschungen in der angegebenen Weise durchgeführt werden, wobei auch Biologen tätig zu sein hätten, denn die Mitwirkung der einzelnen pflanzlichen und tierischen Organismen an der physiologischen Ausscheidung des Kalkes ist vor allem ins Auge zu fassen.

Es wären also bestimmte Stellen des Ozeans monatlich in Tiefenabständen von mindestens 100 m auf Temperatur, Strömungsverhältnisse, Sauerstoff-, Kohlensäure-, Kalk-, Ammoniak- und organischen Gehalt zu prüfen. Wollen wir auch zu gleicher Zeit in den viel besprochenen Dolomitentstehungsvorgang und in die Genese eisenhaltiger und kieseliger Gesteine Einblick bekommen, so sind die einzelnen Schichten auch auf Magnesium, Eisen und Kieselsäure hin zu untersuchen. Ich glaube bestimmt, daß wir auf diese Weise den sedimentpetrogenetischen Problemen näher kommen werden, wenn auch eine Lösung erst durch Zuhilfenahme von geochemischen Versuchen erwartet werden kann.

Der angegebene Weg, das Medium, in welchem sich die Salze in gelöstem Zustand befinden, also das Wasser der Seen und Meere, zu untersuchen, wird uns vermutlich weiter bringen als die Untersuchung der Schlammproben oder gar der Gesteine selbst, wenn natürlich auch Deduktionen, welche man von der Zusammensetzung derselben auf ihre Genese macht, sehr wertvoller Natur sind.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Die Gliederung des Karbon auf Grund von Goniatiten.

(Vortrag, gehalten in der Sitzung vom 7. Januar 1925.)

Von Herrn Hermann Schmidt, Göttingen.

Im Nachtrag der letzten Auflage von Kaysers Lehrbuch sind meine sechs Goniatiten-Stufen des Karbons wiedergegeben. Neu sind nicht diese Einheiten als solche, sondern ihre Eigenschaft als biostratigraphische Stufen; damit soll gesagt sein, daß eine jede sich aus mehreren, nach Arten derselben Gattung bezeichneten Zonen zusammensetzt. Wir können bis jetzt 20 Zonen unterscheiden, die interregionale Geltung haben sollen, und von denen schon 15 nicht nur an einer, sondern mindestens an zwei 500 km voneinander entfernten Stellen nachgewiesen werden konnten. Die bei der Bearbeitung der karbonischen Goniatiten Deutschlands (im Druck) begründete Gliederung ist:

	Schistoceras diversecostatum Böse	VI β
	Schistoceras Hyatti Sm.	α
Oberkarbon	— *(Anthracoceras aegiranum* n. sp.)	V ε
	Gastrioceras catharinae n. sp.	δ
	„ *circumnodosum* Foord	γ
	„ *subcrenatum* Schl.	β
	„ *rurae* n. sp.	α
	Eumorphoceras Wunstorfi n. sp.	IV δ
	„ *bilingue* Salt.	γ
	„ *reticulatum* Phill.	β
	„ *inconstans* Phill.	α
Unterkarbon	*Glyphioceras leodicense* n. sp.	III δ
	„ *granosum* Portl.	γ
	„ *striatum* Sow.	β
	„ *crenistria* Phill.	α
	Pericyclus Kochi Holz.	II γ
	„ *plicatilis* Kon.	β
	„ *princeps* Kon.	α
	Protocanites geigenensis n. sp.	I β
	Protocanites Lyoni M. u. W.	α

Über die Zonengliederung des Unterkarbon habe ich schon vor einem Jahre einen Vorbericht gegeben („Zur Stratigraphie des Unterkarbon", Zentralblatt für Min. 1923,

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Heft 12); die Gliederung der *Gastrioceras*-Stufe wurde jüngst von C. SCHMIDT gegeben („Stratigraphisch-faunistische Untersuchungen im älteren Produktiven Karbon des Gebietes von Witten (Westfalen)", Jahrb. Pr. Geol. L.-A. für 1923, Berlin 1924). Auf Grund neuerer Nachrichten, namentlich über englische Originale, habe ich in beiden Fällen eine Reihe von Namen geändert.

Die Verbreitung der einzelnen Zonen kann nur angedeutet werden. Fast überall, wo es „Culm" gibt, ist auch die Zone des *Glyphioceras crenistria* vorhanden. Von den darunterliegenden Zonen findet sich in Deutschland II γ noch von Herborn—Warstein—Barmen bis Mülheim (Ruhr). II β und I β nur in Ostthüringen an je einem Fundort, während I α sich in seiner Verbreitung an das jüngste Oberdevon anschließt. Oberhalb der *crenistria*-Zone haben wir III β, γ und δ nur am Nordrand der varistischen Bögen, in der Linie Hagen—Arnsberg—Marsberg—Oberharz. III α, β und γ finden sich in gleicher Weise in England und Nordamerika. Die Zonen der *Eumorphoceras*-Stufe liegen im westfälischen Flözleeren (+ tiefste Magerkohle) in der gleichen Reihenfolge wie in Yorkshire. In England haben wir anscheinend auch V α und β; V γ, das aus Westfalen auch nach Oberschlesien und Aachen übergreift, ist in Irland festzustellen. In V δ ist *Anthracoceras Vanderbeckei* LDW. das häufigste Fossil, in V ε wurde kein *Gastrioceras* mehr gefunden.

Zur *Schistoceras*-Stufe fehlt in aller Welt der Zusammenhang; was in Amerika aus dem oberen „middle Pennsylvanian" angegeben wird, sind durchweg schon Arten, die in der Zone des *Schistoceras Hyatti* vorkommen. Am ehesten wird man vielleicht einen Zusammenhang finden können, wenn man von der uralischen Fauna mit *Paragastrioceras marianum* VERN. ausgeht, die auch zur Zone VI α gehören dürfte.

Vorbedingung zu allen hier anschließenden Arbeiten bleibt eine gründliche Untersuchung der Goniatiten. Hier haben die früheren Arbeitsmethoden fast überall versagt; nur wo nach dem HYATTschen Prinzip die Vergleichung zweier Formen aufgelöst wird in die Vergleichung ihrer sämtlichen Entwicklungsstadien — was einigermaßen durch einen Gesamtquerschnitt ermöglicht wird — kann man zu einer Arttrennung kommen, die stratigraphisch zuverlässig und von Zufälligkeiten der Variation frei ist.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Über die stratigraphische Stellung und Beschaffenheit der roten Permschichten Norddeutschlands.

(Vortrag, gehalten in der Sitzung am 4. Februar 1925.)

Von Herrn C. GAGEL.

(Mit 1 Textabbildung.)

Zu beiden Seiten der Unterelbe, bei Stade in Nordhannover und bei Lieth in Holstein, stehen merkwürdige ziegelrote Tone, Tonmergel und Sandsteine (z. T. ziemlich grobe Sandsteine) an, die in der Literatur als Oberer Zechstein[1]) gelten. Bei Lieth hat man 1872—1874 1348 m tief in diesen ziegelroten Tonen, Tonmergeln, kalkfreien und Kalksandsteinen (mit Zwischenlagen von Gips und Salz bzw. mit eingewachsenen Salzkristallen) gebohrt, ohne sie zu durchsinken, — 10 % der Schichtenfolge wird in dem Bohrregister auf Salz gerechnet, und 4—5 Soolquellen verschiedener Stärke entsprangen dem Bohrloch.

Sandsteine, und obendrein grobe Sandsteine, sind aber dem deutschen Oberen Zechstein völlig fremd, abgesehen von einzelnen Randbildungen im Waldeckschen und bei Frankenberg.

Bei Stade hat man ebenfalls mehrfach in diesen roten Schichten mit Salz gebohrt und sie mit 610 m Teufe ebenfalls nicht durchsunken.

Sowohl bei Lieth wie bei Stade liegen die ganz typischen, unverwechselbaren Gesteine des mittleren Zechsteins (Zm): ganz dünnschichtige Stinkschiefer, „Blasenschiefer", Rauhwacken, oolithische Dolomite, „Asche" und sonstige Residua des mittleren, gipshaltigen Zechsteins oben auf den roten Gesteinen drauf und enthalten bei Lieth, nach freundlicher Mitteilung von E. NAUMANN, *Camarophoria Schlotheimi* und *Polycoelia profunda*, nach einem Funde von HAACK auch *Pleurotomoria* cf. *contrina* GEHL.

[1]) Lieferung 106 der geologischen Karte von Preußen.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Bei Hemmingstedt bei Heide in Holstein sind diese roten salzhaltigen Schichten in 504—1645 m Tiefe erbohrt, ebenfalls nicht durchsunken und werden von transgredierendem Cenoman (event. Obergault) mit *Belemnites* cf. *ultimus* überlagert.

Im Oberen Zechstein haben alle diese roten Gesteine mit den z. T. groben Sandsteinen keinen Platz; es fehlen alle typischen Gesteine des ZO: Hauptanhydrit, grauer Salzton, Kalisalze, „rote Letten" (sowie die „Bröckelschiefer"), von denen die drei ersten noch ganz typisch zwischen Lieth und Heide bei Segeberg vorkommen und dort ebenfalls mit den Stinkschiefern und Rauhwacken des Zm. vergesellschaftet sind! Es ist also alle Wahrscheinlichkeit vorhanden, daß die scheinbar über 1000 m mächtigen roten Permschichten von Heide, Lieth und Stade, die in dem Oberen Zechstein etwas ganz fremdartiges sind, älter als Mittlerer Zechstein sind, von dem sie ganz normal bedeckt werden.

Dieselben ziegelroten Tone und Tonmergel (und z. T. Sandsteine) sind auch in 130—160 m Mächtigkeit im äußersten Norden Deutschlands bei Memel erbohrt worden (Purmallener Mergel von JENTZSCH), wo sie von transgredierendem braunem Jura bedeckt werden und auf sehr merkwürdigen, schaumkalkartigen Oolithkalken und Dolomiten mit „Unter-Zechsteinfauna" liegen, die ihrerseits transgredierend das Oberdevon bedecken.

JENTZSCH[2]) hat alle diese roten Schichten zusammengefaßt, was ohne Zweifel richtig ist, hat sie aber mit dem (angeblich 1290 m mächtigen) „roten Tongestein" der Bohrung Schubin in Posen parallelisiert, das zwischen bewiesenem Muschelkalk und bewiesenem Ober-Zechsteinsalz liegt und hat alles in die „tartarische Stufe" als „Permotrias" gestellt, was ohne Zweifel nicht richtig ist, denn diese 1290 m angeblich „rotes Tongestein" sind großenteils grau bzw. grün, zum Rest höchstens tiefbraun bis rotbraun, drittens zum erheblichen Teil recht grobe Sandsteine des typischen mittleren Buntsandsteins[3]) und haben alle nicht die geringste Ähnlichkeit mit den ziegelroten Gesteinen von Lieth, Stade, Heide, Memel.

---

[2]) Der vortertiäre Untergrund des nordostdeutschen Flachlandes XII. Deutscher Bergmannstag, Breslau 1912, S. 9, 12—14.

[3]) HAACK: Zur Stratigraphie und Fossilführung des Mittleren Buntsandsteins in Norddeutschlands, Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1921, Bd. 42, Heft 2.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Es bleibt für diese ziegelroten Gesteine nur ein tiefes permisches Alter — Oberrotliegendes bzw. noch älter — übrig. Eine genaue Diskussion der Gesteine und ihres Alters wird demnächst in einer größeren Arbeit im Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt erfolgen.

Der Beweis für das Rotliegendalter dieser roten Schichten von Lieth und Memel wird schlüssig durch zwei Tatsachen:

1. sind in der Bohrung Lieth zwischen 1065 und 1090 m Tiefe und auch sonst noch dünne Lagen eines sehr auffälligen, ziemlich festen Gesteins vorhanden, das sich im Schliff nach freundlicher Mitteilung von Herrn BERG als Quarzporphyrtuff erwiesen hat,

2. gehört der *Productus Cancrini* DE VERN., auf Grund dessen seinerzeit 1882 die Fauna von Purmallen als Unter-

Abb. 1. Quarzporphyrtuff aus der Tiefbohrung Lieth in Holstein. (1020—1060 m Tiefe.)

Zechsteinfauna bestimmt wurde, zu *Productus cancriniformis* TSCHERN., der erst später (1889) von TSCHERNISCHEW vom typischen *Prod. Cancrini* abgetrennt und auf die oberkarbonen und unterpermischen Formen beschränkt ist. — Das Stück zeigt deutlich die spezifische Querrunzeluug und sonstige Struktur der Schale und ist unverkennbar, während

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

der angebliche *Productus* cf. *horridus* ein so schlechtes Bruchstück ist, daß er überhaupt nicht bestimmt werden kann.

Bei genauer Durchsicht haben sich dann in den roten Gesteinen von Lieth noch mehrere, ganz typische Aschentuffbänke mit der groben Unterschicht und dem Mineralbestand der „Quarzporphyre mit kleinen Kristallen aus der Gegend nördlich von Halle a. S." gefunden, womit das tiefe Rotliegendalter dieser Tuffe erwiesen ist.

Daß das Salz zu diesen roten Schichten dazu gehört und nicht etwa aus dem Oberen Zechstein bei der 6—7 km betragenden Aufpressung nachträglich eingewandert ist, ergiebt sich m. E. aus dem Umstand, daß es in den roten festen Tonmergeln und Sandsteinen in Form von großen Kristallaggregaten mit bis zu zentimetergroßen Kristallen drin sitzt, was ich mir durch „Kristallisationskraft" unter dem Druck von reichlich 6 km Gesteinsmassen nicht vorstellen kann.

Bemerkungen zum Vortrage des Herrn Gagel über die roten permischen Gesteine Norddeutschlands und vorläufige Mitteilung über Devon in Schleswig-Holstein.

Von Herrn W. Haack in Berlin.

Während eines Aufenthaltes in Holstein hatte ich im vergangenen Sommer Gelegenheit, das von Herrn Gagel hauptsächlich behandelte, in den letzten Jahrzehnten fast vergessene Vorkommen von Lieth bei Elmshorn auf leider nur wenige Stunden zu besuchen. Ich war überrascht, recht schöne Aufschlüsse vorzufinden, deren nähere Beschreibungen nach den Ausführungen des Herrn Gagel sich erübrigt. In der kleinen Steingrube 350 m NO der Ziegelei, derselben, in welcher ich die von Herrn Gagel erwähnte *Pleurotomaria* fand, stand unter dem Diluvium an der Ostwand, also in den wahrscheinlich hangensten Teilen der ganzen Ablagerung, noch ein hier sonst nicht bekanntes Gestein in kleinem Umfange an, nämlich ein ziemlich festes, feinsandiges, kleinbröcklig zerfallendes, aber Spuren von

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Schieferung aufweisendes rotbraunes und graues Tongestein mit schwachem Kalkgehalt. Die Untersuchung eines Dünnschliffes, die Herr Berg freundlicherweise ausführte, ließ erkennen, daß es sich in keinem Falle um einen Tuff handelt. Man bemerkt in der tonigen Grundmasse reichlichen recht scharfkörnigen Quarzstaub, der, wie Herr Berg meint, äolisch sein könnte.

Ob es sich hier um eine sandige Einlagerung in „Zechsteinletten", also im Oberen Zechstein, etwa einen stark verfestigten Salzton oder, wie ich lieber glauben möchte, um tiefsten Buntsandstein handelt, ist wohl kaum schon zu entscheiden[1]). In letzterem Falle wäre entweder der gesamte Obere Zechstein, Steinsalz und Anhydrit durch Auslaugung verschwunden oder es läge eine Verwerfung vor. Daß der so mächtige rote „Ton" mit seinen Tuffeinlagerungen wirklich Rotliegendes ist, kann nach den Darlegungen des Herrn Gagel kaum bezweifelt werden, leider, muß man fast sagen, denn nun müssen wir etwaige karbonische Steinkohlenbildungen ja in viel größere Tiefen verlagern.

Wenn wir an das Rotliegende am Harz und in Thüringen denken, fällt vor allem auf, daß es hier im Norden außerordentlich viel toniger, feinsandiger und wohl auch kalkhaltiger ist. Konglomerate und Brekzien fehlen ganz und die Liether Sandsteine würde man, fürchte ich, im Gebirge, wo sie kaum Berge zu bilden vermöchten, gar nicht als solche ansprechen.

Sehr ähnlich verhält sich nun, wenigstens im großen gesehen, der Buntsandstein, und zwar in allen drei Abteilungen. Schon wenn man den Unteren Buntsandstein im südlichen Thüringen und in Hessen vergleicht mit den gleichaltrigen Schichten im Norden, etwa im mittleren Leinegebiete, wo sie aus einer Wechsellagerung von dünnen und kalkigen Sandsteinbänken mit Tongesteinen bestehen, denen sich nach Osten hin die Rogensteine zugesellen, drängt sich diese Erscheinung auf. Ferner gilt, wie ich in einer im Jahrbuch der Preuß. Geol. Landes-

[1]) Ein diesem sehr ähnliches Gestein fand sich unter den in der Geologischen Landesanstalt aufbewahrten Bohrproben der Bohrung „Heidemühle", etwa 1200 m NW der Ziegelei, wo es von 11,5 bis 15,5 m, der Endteufe, angetroffen wurde. (Profil bei Gagel, Jahrb. d. Geol. Landesanst. s. f. 1904, S. 262.) Ich bin der Überzeugung, daß es sich um den gleichen Horizont handelt, also nicht um Rotliegendes.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

anstalt für 1921 erschienenen Arbeit gezeigt habe, das selbe für den Mittleren Buntsandstein. Das wird schon dem deutlich, der die mächtigen Bausandsteinwände bei Münden und bei Göttingen gesehen hat und im Hildesheimer Walde an ihrer Stelle hauptsächlich kalkhaltige Tone mit nur wenigen Sandsteinbänken wiederfindet oder dem, der die mächtigen Fischreste führenden tonigen „Zwischenschichten"[2]) im Solling und im mittleren Leinegebiet zu suchen konnte, in denen dünne feinkörnige Kalksandsteinbänke häufig sind.

Noch weiter nach N, im norddeutschen Flachland, steigert sich die Zunahme der Tongesteine, die Abnahme groben Kornes. Wir finden hier die „niedersächsisch-ostelbische Fazies" des Mittleren Buntsandsteins, die überhaupt kaum noch vom Unteren Buntsandstein unterschieden werden kann und die, wenigstens östlich der Elbe, die in der genannten Arbeit beschriebenen Serpelkalke, bestehend aus den Röhren des *Spirorbis Zimmermanni*, enthält, eine ganz neue Erscheinung im deutschen Buntsandstein. Es gehört hierhin der Osnabrücker Buntsandstein, der von Helgoland, von Rüdersdorf, Sperenberg, der aus der Gegend nördlich Magdeburg, sowie der von Herrn GAGEL erwähnte von Schubin in Posen.

Wenn man den süddeutschen Voltzien- und Plattensandstein als zum Oberen Buntsandstein gehörig ansieht, haben wir auch beim Röt die Abnahme des gröberen Detritus nach N hin, denn schon sehr bald sind Sandsteine in ihm kaum noch zu finden.

Der zweite Punkt, der beim Liether Rotliegenden höchst auffällig ist, ist die Salz- und Gipsführung. Ist sie *wirklich* primär, dann hat auch sie ein Analogon im Buntsandstein. Dies ist beim Röt ohne weiteres klar, aber m. E. sehen wir auch bei den beiden Unteren Abteilungen nach N zu salinische Gesteine, wenn auch nicht gerade Salz und Gips, sich einstellen. Das sind die Rogensteine, von denen wohl schwerlich jemand behaupten wird, sie seien in süßem oder normalsalzigem Wasser abgelagert. Sie sind nicht nur, wie gewöhnlich geglaubt wird, im Unteren Buntsandstein, sondern auch in der erwähnten Flachlandsfazies des Mittleren Buntsandsteins sehr häufig, und jene „tonigen Zwischenschichten" enthalten sogar schon innerhalb des

[2]) Ihnen entsprechen O und NO vom Harz die „Oberen Zwischenschichten" mit ihren Fischbänken.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

ebirgslandes häufig in ihren Kalksandsteinen wenigstens ogenkörner, durch deren Auslaugung feinporige Sandsteine nau wie im Unteren Buntsandstein entstehen.

Wichtig wäre es, der Frage nachzugehen, wie das iether Vorkommen in tektonischer Beziehung zu deuten t. Wenn man bisher wohl glaubte, es handle sich um einen er bekannten norddeutschen Salzstöcke, so kann diese An- icht wohl schwerlich aufrecht erhalten werden, denn der tote Ton kann als das Liegende des Zechsteins nicht urch die „Salztektonik" der oberpermischen Salzlager eeinflußt worden sein und das wenige in ihm enthaltene alz kann unmöglich hier in Frage kommen. Man müßte ann schon annehmen, daß die Bohrung etwaige mächtige otliegende Salzlager aus verschiedenen Gründen nicht habe antreffen können. Es liegt somit wohl eine Wirkung echter gebirgsbildender Kräfte vor. Sicher ist dabei, daß das kleine unterirdische Gebirge in sich stark gestört ist.

Kurz möchte ich die Aufmerksamkeit auf ein ähnliches Gestein hinlenken, das noch weiter im Norden, nämlich bei Husum, in einer diluvial verschleppten Scholle vorkommt, L. Meyns „rot und grün geschweiften Tonmergel" von Schobüll, den man als gleichaltrig mit dem Liether Gestein angesehen hat[1]). Das will mir aber nach den im Geologischen Landesmuseum aufbewahrten Handstücken nicht wahrscheinlich dünken.

---

[1]) **Vorläufige Mitteilung.**

Nachdem ich mich inzwischen mit diesem auffallenden Gestein beschäftigt und das Vorkommen selbst besucht habe, bin ich zum Schlusse gekommen, daß es sich um **Devon** in Old-Red-Fazies handelt (Petrographische Übereinstimmung mit Gesteinen des baltischen Devons, Fischreste). Die Größe der Scholle spricht für nahes Anstehendes. Hierzu passen sehr gut die geologische Position, wie auch die magnetischen und Schwere-Anomalien, die gerade hier im Norden festgestellt sind. Die Old-Red-Fazies ist ja zudem von vornherein hier im Raume zwischen Baltenland und Schottland zu erwarten. Es dürften sogar noch ältere Gesteine als Devon in nicht zu weiter Entfernung und in geringer Tiefe anstehen. Für Granit spricht die eigenartige Ausbildung des Pliocäns, dessen z. T. sehr wenig aufbereiteten

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Kaolinsande kaum von weit her verfrachtet sein können; für Silur die rätselhaften, oft nur wenig abgerollten lavendelblauen, fossilführenden Kieselgerölle eben desselben Pliocäns. In diesem Zusammenhange erhalten besondere Bedeutung auch die von Ernst im Lüneburger Gaultkonglomerat gefundenen Granit- und Gneisgerölle.

Schon hier möchte ich nicht verfehlen, darauf hinzuweisen, daß ähnliche Schlüsse aus der Entwicklung des Pliocäns völlig unabhängig von mir auch Herr E. Wüst gezogen hat, wie sich bei meinem Besuche des Mineralogisch-Geologischen Instituts in Kiel zeigte.

Abgesehen vom östlichen Ostpreußen wäre also bei Schobüll zum ersten Male die Devonformation im norddeutschen Flachlande nachgewiesen.

Briefliche Mitteilungen.

Zur Geologie des Riesengebirges[1]).

Von Herrn G. Berg in Berlin.

Die Theorie von der horizontalen, wenngleich diskordanten Ausbreitung der Granitmassen in den sog. Batholithen, die Herr Cloos für den Bayerischen Wald beweisen konnte, und in seinem Vortrag auch für das Riesengebirge annimmt, scheint in der Tat auch für dieses Gebiet

[1]) In der Sitzung am 5. Dez. 1923 hielt Herr Cloos einen Vortrag über „Das Riesengebirge". Dieser Vortrag wurde nicht in unserer Zeitschrift veröffentlicht, doch ist sein wesentlichster Inhalt neuerdings in Heft 1 Jahrg. 1 des „Ostdeutschen Naturwart" niedergelegt worden. Nachfolgende Zeilen stellen eine Diskussionsbemerkung zum damaligen Vortrag und somit auch zu dem Aufsatz im Naturwart dar, die unmittelbar nach dem Vortrag niedergeschrieben wurde, aber erst jetzt, nachdem der Inhalt des Vortrages von Herrn Cloos veröffentlicht ist, (November 1924) zum Druck gegeben werden kann.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

plausibel. Wenn wir eine solche Struktur der Granitmasse annehmen, muß es auch einen oder mehrere Punkte geben, an denen das Magma aus der Tiefe emporquoll, und es spricht manches dafür, daß dieses Aufquellen an den von Herrn Cloos angenommenen Stellen unter dem Kamme des Riesengebirges und im Ostteil des nördlichen Hirschberger Beckens stattfand. Allerdings ist die Stellung des westlichen Reichenberger Lobus der Granitmasse nach völlig ununtersucht und seine äußere Umrißform läßt sich vorderhand noch wenig mit der Annahme eines Eruptionszentrums unter dem Kamm des eigentlichen Riesengebirges in Einklang bringen. Sehr zu begrüßen ist die Feststellung einer gewissen Unabhängigkeit der Gänge aus der basischen Gefolgschaft des Granites von dem ersten primären Gewölbebau des Stammagmas, aus der Herr Cloos wohl ganz mit Recht auch auf einen zeitlichen Hiatus schließt. Das weite Hinausgreifen dieser Gänge ins Nebengestein des Granites und gewisse petrographische Beziehungen der Ganggesteine zu den Effusivgesteinen des Rotliegenden schienen schon immer auf einen etwas loseren Zusammenhang dieser Gesteine mit dem Granit, als etwa der Zusammenhang zwischen Granitmasse und Aplitgängen ist, schließen. Durchaus nicht zustimmen kann ich aber Herrn Cloos, wenn er die treppenförmige Reihe: Kamm, Vorstufe, Hirschberger Kessel anders als durch tektonische Abbrüche zu erklären sucht. Die Isoklinalnatur vieler Bergformen in der Vorstufe und im Hirschberger Kessel ist unleugbar, sie wurde sogar für die Abruzzen von mir zuerst aufgezeigt. Die Ebenheit der Kammfläche auch am Ostrande, wo die Bankung quer zum Kamm geneigt ist und die Gipfelgleiche in der Vorstufe spricht aber in allzu beredter Sprache vom ehemaligen Vorhandensein einer jetzt zerbrochenen Rumpffläche. Wenn die Gipfelgleiche der Vorstufe im Westen nicht gewahrt scheint und insbesondere der Iserkamm die Oberschreiberhauer Hochfläche überragt, so ist dafür neben lokalen Einzelbrüchen die größere Festigkeit des Kontaktrandes verantwortlich zu machen. Der Iserkamm mit dem Hochstein überragt die Schreiberhau-Hochfläche genau so wie einst der Brunnberg- und Riesenkamm mit der Koppe als Wall den Koppenplan überragte, ehe die Aupa durch rückschreitende Erosion diese „Kontakt-Cuesta“ (v. Staff) durchsägte. Die Bruchspalten im Süden und Norden der Vorstufe sind vielfach direkt nachweisbar, im Granit durch nontronitreiche

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Quetschzonen, im umgebenden Schiefer, z. B. im Eulengrund, durch Verwerfung der Schieferschichten.

Sehr bezeichnend ist es auch, daß die aus der Morphologie zu folgernden Abbruchlinien, dem großen Bruchrand der Sudeten und dem Bruchrand, mit dem die innersudetische Hauptverwerfung im Nordosten des Granitmassiv abschneidet, parallel gehen. Daß wir es in den nördlichen Nordsudeten überhaupt mit einem Gebiet der Kesselbrüche zu tun haben, zeigen uns die Kesselbildungen von Friedeberg, Reichenberg und Friedland (bes. bei Bad Liebwerda) und die steilwandigen Braunkohlenbecken zwischen Görlitz und Lauban. Die Abbrüche zwischen Kamm und Kessel folgen auch den S-flächen des Granites, und das scheint für jüngere Bewegungen sehr verständlich: So lange noch der varistische Gebirgsdruck wirkte, unter dessen Herrschaft das Magma eingedrungen war, sprangen natürlich Klüfte am leichtesten in der Q-fläche nach Art der „Streckrisse" auf. Als aber der varstische Druck nicht mehr wirkte und die wichtigsten Q-klüfte durch Magmennachschübe oder hydatogene Quarzbildungen verklebt, das ganze Gebirge also verfestigt war, wurde die Spaltfläche, wie es jetzt noch in den Steinbrüchen zu beobachten ist, die Linie geringsten Widerstandes, und an ihr konnten besonders leicht tektonische Bewegungen vor sich gehen. Neuere Beobachtungen in der Lausitz westlich von Görlitz zeigten mir in analoger Weise, daß auch hier die granitische Ganggefolgschaft, die noch in der Zeit der varistischen Drucke und Spannungen sich ausbildete, den Q-fläche folgt, daß aber in der Tertiärzeit die Basaltdurchbrüche sich in auffälliger Weise in Reihen entlang den S-flächen häufen.

Wenn Herr Cloos sagt, die Natur des Granitmassivs mache es wahrscheinlich, daß die Kammpartie einer unteren, die Vorstufe einer mittleren, die Kesselzone einer oberen, dem Granitdach nahen Zone des diskordanten Lakkolithen, wie ich einen solchen Batholithen Cloosscher Auffassung nennen möchte, angehört, so muß man darauf hinweisen, daß diese Stellung der drei Zonen im ursprünglichen Batholithen durch die angenommenen Sprünge nicht aufgehoben, sondern noch mehr betont wird. Die Vorstufe lag noch höher über der Zone des Kammgranites, der Kessel noch höher über der in der Vorstufe uns vorliegenden Granitmasse als dies ohne Annahme der Abbrüche der Fall wäre. Bezeichnend ist auch, daß der nördlichere Bruch,

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Vorstufe—Kessel, der Grenze zwischen zwei nach Cloos' Forschungen etwas verschieden angelegten Teilen der Granitmasse folgt, einer Grenze, die, wie Cloos darlegte, durch die „Unruhe im Verlauf der basischen Gänge" bei Hohenzillertal aufgezeigt wird. Hier lag eine alte Narbe, ein *locus minoris resistentiae*. Wir wissen ja aus hunderten von Beispielen, wie leicht gerade an solchen Stellen posthume Abbrüche einsetzen.

Alles in allem scheint mir durch die Cloosschen Erwägungen die Annahme eines tertiären Stufenbruches zwischen Riesengebirgskamm, Vorstufe und Hirschberger Kessel nicht widerlegt oder nicht unnötig geworden zu sein[3]).

[Manuskript eingegangen am 18. November 1924.]

Zur Tektonik des Steinheimer Beckens.

Von Herrn W. Kranz und F. Gottschick.

In einer Abhandlung „Das Steinheimer Becken"[1]) hat Klähn[2]) Ansichten wiedergegeben, die wir nicht für richtig halten. Wir beschränken uns hier auf seine Anschauungen über die „Tektonik"[3]).

Nach Klähn soll sich der Klosterberg aus einer im Verband „nicht gestörten" „zentralen Doggerscholle", einer „nördlich davon gelegenen Malmscholle" und „dem peripheren Randteil" zusammensetzen; das Becken wäre in einen „Zentralhorst, den Klosterberg" und „ein System von peripheren Gräben, von denen der östliche durch die Bürgel-

[3]) Zwischen Korrektur und Revision dieser Diskussionsbemerkung erschien eine viel ausführlichere Darstellung der Cloosschen Ansichten (Tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen. I. Das Riesengebirge. Berlin (Borntraeger) 1925.) Ich möchte die vorstehende Ansicht auch dieser Publikation gegenüber aufrechterhalten und werde auf die einzelnen Punkte später an anderen Orten zurückkommen.

[1]) Diese Zeitschr. Bd. 74, 1922, A., S. 26—161. — Vgl. auch seine „Paläontologischen Methoden usw.", Berlin 1923.

[2]) Bezgl. „Tektonik" vgl. Kranz, diese Zeitschr. 1914, B., S. 15—25; Jahresber. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. N. F. IV, 2, 1914, S. 92—112; ebenda N. F. V, 2, 1916, S. 125—128. — Die beiden letzteren im folgenden kurz „1914" und „1916" zitiert. — Begleitworte z. II. Aufl. Bl. Heidenheim 1:50 000 geognost. 1924.

[3]) Hinsichtlich der Schnecken vgl. Gottschick, Centralbl. f. Min., 1—34 u. B. 1925, S. 8—651.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

scholle geteilt wird", an „tektonischen Linien" zerschnitten. Diese Darstellung halten wir für vollkommen unhaltbar. Damit fallen aber auch die theoretischen Folgerungen, welche KLÄHN aus seiner Auffassung der Lagerungsverhältnisse zieht, insbesondere seine Stellungnahme gegen die „Sprengtheorie" (vgl. auch BENTZ, Neues zum Problem des Steinheimer Beckens, Zentralblatt f. Min. 1923, S. 97—106; HENNIG, Geol. v. Württ. u. Hohenzoll., Berlin 1923, S. 284 bis 288; Begleitworte zur II. Auflage von Bl. Heidenheim 1924; BENTZ, Die Entstehung der Bunten Breccie usw., Centralbl. f. Min., B. 1925, S. 97—104, 141—145.

I. Jura.

Schon die „geognostische Karte des Klosterbergs im Steinheimer Tertiärbecken" von (QUENSTEDT, BACH und HILDENBRAND) und die Begleitworte zu Blatt Heidenheim 1:50 000 geognost. von O. FRAAS 1868 erweisen klar, wie „regellos durcheinandergeworfen" die Juraschichten dort liegen. „Vergebens sieht man sich nach einer Aufeinanderfolge der Schichten um, es liegen Tone, Kalke, Oolithe mit den betreffenden Leitmuscheln bunt durcheinander, daß sich die bildliche Darstellung mosaikartig gestaltet. . . . So besteht der Klosterberg . . . . aus einem Haufwerk älteren Juraschuttes". Zu dem gleichen tatsächlichen Ergebnis führten trotz Abweichungen in Einzelheiten die 1904 von BRANCA und E. FRAAS[4]) geleiteten Grabungen, deren genaue Lage unsere Skizze 1914 (Taf. I, Abb. 2) verzeichnet. Schlitz I erschloß damals am Südostausgang von Steinheim[5]) den Lias über „Humus mit rezentem Schutt, Ziegelstücken, Knochen von Haustieren und Eisenteilen", also Liasschutt, wahrscheinlich „Aushub aus einer Brunnengrabung", und es ist unstatthaft, mit solchen Lagerungsverhältnissen „Rutschungen im Ton" „beweisen" zu wollen (KLÄHN S. 30). Diese und die andern neun Grabungen erschlossen „vollständig zertrümmerte Horizonte"; „von einem eigentlichen Schichtenprofil kann kaum die Rede sein", die Schichten waren „nicht etwa scharf gegeneinander abgegrenzt, sondern griffen entsprechend ihrer wirren Lagerung ineinander ein oder stießen wieder unvermittelt gegeneinander ab"

[4]) Das kryptovulkanische Becken von Steinheim, Abh. Preuß. Akad. Wiss., Berlin 1905; 2 Taf.

[5]) nicht „am Nordausgang des Dorfes", wie KLÄHN S. 59 angibt; vgl. Begleitworte Bl. Heidenheim 1868, S. 14 und „Geognostische Karte" 1:10 000.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

(S. 15, Schacht IV, Taf. II, Abb. 1) usw. Die Nordseite des Klosterberges zeigte aber „ein vollständig durchgerütteltes und in sich verschobenes Gebirge", das sich „aus vielen wirr und regellos gelagerten Schollen zusammensetzt, die bald aus Weiß-Jura α oder β, bald aus unterem und vielleicht auch aus oberem Dogger bestehen. Diese unter sich selbst und gegeneinander verstauchten Schollen zeigen keine gesetzmäßige Anordnung." Auch auf der Südseite des Berges wurde „ein Haufwerk wirr durcheinander gelagerter Braun-Jura-Schollen" und von Weiß-Jura- (Impressa-) Mergeln erschlossen, „die zwar unter sich einen gewissen Verband zeigen, aber gegeneinander durch Verwerfungen abstoßen."

Diesen tatsächlichen Feststellungen gegenüber ist es unhaltbar, von einer „nicht gestörten" „zentralen Doggerscholle" und einer „nördlich davon gelegenen Malmscholle" zu sprechen (Klähn S. 30 f., 59 usw.). Dazu ist die Lagerung nach vorstehendem viel zu „wirr durcheinandergerüttelt", wie wir mit Recht meinen (Kl. S. 61), und Dogger wie Malm verzahnen sich gegenseitig vielfach. Der „Verband des Doggerteiles" im Zentrum des Berges ist stark gestört, was die Grabungen klar erwiesen; daß Dogger β „ganz normal in zwei Inseln dem Dogger α aufliegt" (Klähn S. 81), wäre gegenüber der sonstigen regellosen Lagerung völlig belanglos. Es ist aber durchaus nicht sicher, ob wirklich Dogger β „ganz normal auf α aufliegt", die Grabungen 1904 ergaben hierfür keinen bestimmten Anhalt. Man darf auch nicht „für die Doggerscholle ein langsames Abfallen nach N annehmen" — die heutige Morphologie beweist in dieser Hinsicht nichts — sondern das tatsächliche Einfallen erfolgt, soweit es bisher in Aufschlüssen gemessen wurde, nach den verschiedensten Richtungen[6]), z. T. stehen die Schichten senkrecht. Eine „von der Kopp'schen Grube etwa nach W verlaufende Störungslinie" oder Verwerfung, welche „die Malmscholle" im S begrenzen soll, ist nicht vorhanden; im Gegenteil, Weiß-Jura β stößt zwischen Grube III und Probeschlitz VI weiter nach S vor[7]). Die Grenzlinie zwischen Weiß- und Braun-Jura ist hier stark gekrümmt und niemals eine Ver-

[6]) Vgl. unsere Kartenskizze 1914, Taf. I, Abb. 2, nach Branca und Fraas' Grabungen.

[7]) Branca und Fraas S. 14, 17 f., Taf. II, Abb. 2. — Bentz a. a. O. 1923, S. 98.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

werfung, wie sie einen „Horst" einfassen würde. Daß im Südhang des Klosterberges „immer jüngere Schichten stufenweise nach unten aufeinanderfolgen", was für „steiles Einfallen derselben nach S hin" sprechen soll, wurde durch Schlitz VII/1904 „mit steilem (40 %) Einfallen nach Norden"[8]) und durch die Ergebnisse der Spezialkartierung 1923[9]) widerlegt. Unerwiesen ist ferner der „tektonische Bruch" zwischen Jura und Tertiär im Westteil des Klosterberges (KLÄHN S. 59 f.); die Lagerung in der Pharionschen Grube (vgl. unten) beweist in dieser Hinsicht nichts, eine Erosions- bzw. Auflagerungsgrenze würde die Verhältnisse erklären können.

Die Annahme von zwei Hauptstreichrichtungen — O—W bzw. WSW—ONO und N—S bzw. SSO—NNW — und von Störungen rings um den „Horst", einer „zentralen Doggerscholle" (KLÄHN S. 62, 87) ist daher völlig unbegründet und widerspricht allen bisher gesicherten Tatsachen. Ebenso steht es mit der Annahme des „einstmals vorhandenen Schnaitheimer Ooliths auf dem Klosterberg" als „Horst" und seiner errechneten Höhenlage (KL. S. 62 f.).

In den schotter- und lehm-erfüllten Niederungen um den Klosterberg-Steinhirt herum ist über die Lagerungsverhältnisse des tieferen Untergrundes nichts bekannt, es erscheint daher unzulässig, hier „Gräben" oder gar „hypothetische Brücken" zwischen den Ufern des Sees und der Klosterberginsel anzunehmen (KLÄHN, 1922, S. 69 ff.: Paläontol. Methoden, 1923, S. 113). Vgl. auch Abschn. IV.

Ähnlich verhält es sich mit den tatsächlichen Unterlagen der „Tektonik" im Jura des Beckenrandes. Während nach KLÄHN (S. 64) am Schellenberg „die Schichten wie am Birkel nach N zu fallen scheinen", stellten wir (1914, S. 94) auf dem Felskamm des Schellenbergs neben flacher Lagerung des Weiß-Jura-ε bei einem großen Blocke dicht südlich vom Kamm 50° Einfallen nach N 60° O fest, bei einem anderen 12° nach W. Schichtung und Klüftung ist hier nicht immer einwandfrei zu unterscheiden. Im Burgstall sollen nach KLÄHN „die oberen geschichteten Lager" nach N einfallen, in Wirklichkeit sind aber die Lagerungsverhältnisse dort viel verwickelter (vgl. die Begleitworte zur II. Aufl. Bl. Heidenheim). Am Knill

[8]) BRANCA und FRAAS S. 19.
[9]) Vgl. die Begleitworte zur 2. Aufl. von Bl. Heidenheim.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

soll nach KLÄHN (S. 64) „Malm ζ zum Teil einen etwa von N—S gerichteten Muldenflügel darstellen, denn ungefähr in der Mitte der nach dem Tal zu gelegenen Böschung kann man an zwei Stellen Einfallen .... mit 35° nach O konstatieren[10]). Zunächst ist uns nicht verständlich, inwiefern dies berechtigen sollte, auf muldenförmige Tektonik zu schließen. In Wirklichkeit sind Schellenberg und Knill aber ganz anders gebaut, wie die Spezialkartierung 1923 ergab[11]): Sie bestehen nicht „zu unterst aus den ruppigen ungeschichteten ε-Kalken, auf die sich Malm ζ legt", sondern umgekehrt, ε liegt oben, ζ unten, beide sind, von Längsstörungen im S-Gehänge abgeschnitten, sehr wahrscheinlich Überschiebungsflächen, auf denen die zerborstenen Weiß-Jura-ε-Schollen aus dem Becken schräg von unten her auf die Plattenkalke überschoben wurden; dabei sind die ε-Schollen (z. T. vergriest) in verschiedenen Richtungen und die obersten Plattenkalkschichten mit Fall im allgemeinen nordwärts aufgerichtet bzw. hinabgedrückt worden. Die Lagerung der Schnaitheimer Oolithe kommt hier nicht in Frage, denn sie hängen in Bergsturzform rittlings auf dem Knill-Ostvorsprung. Jedenfalls müssen wesentlich mehr Sprünge den ganzen oberen Knillrücken durchsetzen, als KLÄHN annimmt; mit einfacher Senkung und „etwas" Hebung oder mit zwei „tektonischen Systemen" (KL. S. 65 f.) lassen sich diese Lagerungsverhältnisse ebensowenig erklären, wie die am Burgstall. Ob aber tatsächlich zwischen Schellenberg, Burgstall und Knill einerseits, den Höhen von Küpfendorf andererseits eine Störung durchsetzen sollte — wofür auch die Spezialkartierung keine sicheren Anhaltspunkte lieferte —, ist nach wie vor zweifelhaft; sie wäre auch nur ein Wahrscheinlichkeitsbeweis für die von uns (1914, S. 110; Taf. I, Abb. 1) vermutete konzentrische Sprengspalte. Die Störung, welche nach KLÄHN (S. 69) „zwischen den vergriesten und steil fallenden Schnaitheimer Kalken am SW-Hang der Schäfhalde und den normal gelagerten, oben am Gipfel der Schäfhalde liegenden Plattenkalken" usw. durchziehen und SSO—SO streichen soll, ist ziemlich sicher nicht

[10]) S. 65 gibt er für die gleiche Stelle 50° östliches bzw. nordöstliches Fallen an, S. 66 wieder 35° nach NO; außer diesen Widersprüchen ist nicht klar, ob er (oben) in W ε oder (unten) in W ζ gemessen hat.

[11]) Vgl. die 2. Aufl. der Begleitworte zum geogn. Bl. Heidenheim 1:50000 mit Spezialkarte des Steinheimer Beckens 1:25000.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

vorhanden, desgleichen „die östliche Randverwerfung des Grabens am Westfuß des Bürgel", oder gar deren „Fortsetzung in der nach SSO verlaufenden Grenzlinie Malm-Tertiär am Knill", die nach KLÄHN (S. 68 f.) eine Bruchlinie sein soll. Es kann sich hier um einfache Anlagerung handeln, ebenso wie bei der „Grenze Tertiär gegen Malm" am Schellenberg (KL. S. 67); bezüglich „Bürgel" vgl. unten. Auch die Zertrümmerung der Malmkalke im „nördlichen Randgebiet" ist kein Beweis für Verwerfungen oder eine Grabenbildung zwischen diesem Rand und dem unteren Malm des Klosterbergs (KLÄHN, S. 71); entsprechend den Ries-Griesen kommen Anzeichen vulkanischer Sprengwirkung in Frage, es muß aber scharf zwischen vergriesten Weißjurafelsen und zusammengebackenem Ufergeröll des einstigen Sees unterschieden werden. Im übrigen vgl. die neue geologische Spezialkarte und die Begleitworte zur II. Aufl., Bl. Heidenheim.

Sodann versucht KLÄHN (S. 66, 87, 88, 89, 90) nach den jetzigen Höhenlagen von Weiß-Jura ε und ζ sowie der Brenztal-Oolithe tektonische Bewegungen — Verbiegungen, Flexuren, Verwerfungen, Hebungen usw. — zu konstruieren, u. a. auch am Albtrauf. In der Literatur über den obersten Weißen Jura[12]) gehen aber hinsichtlich der gegenseitigen Stellung dieser Bildungen die Ansichten auseinander; es werden z. B. die ζ-Kalke teils für Lagunenbildungen zwischen ε-Riffen, also beide für gleichaltrig gehalten, z. T.

[12]) Vgl. z. B. ENGEL, Geognost. Wegweiser Württemberg, 3. Aufl. 1908, S. 432 ff. Über die Lagerungsverhältnisse des Oberen Weißen Jura in Württemberg, Jahresh. Nat. Württ. 1893, S. XXV ff. — SCHMIERER, Das Altersverhältnis der Stufen ε und ζ des Weißen Jura, Inaug.-Diss. Tübingen, diese Zeitschr. 1902, S. 525—607 (Literaturverzeichnis); Über die stratigraphische Unselbständigkeit der Stufe ε des schwäbischen Weiß-Jura, Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. für 1914 (1915) S. 640—643. — KRANZ, Jahresh. Nat. Württ. 1905, S. 184—186. — GRÜNVOGEL, Geol. Untersuchungen auf der Hohenzollernalb, Inaug.-Diss. Tübingen 1914. — BERCKHEMER, Eine vorläufige Mitteilung über den Aufbau des Weißen Jura ε (QUENSTEDTI) in Schwaben, Jahresh. Nat. Württ. 1913, S. LXXVI—LXXXII; Der Weiße Jura ε (QU.), ebenda 1919, S. 19—82 (Literaturverzeichnis). — MUSPER, Der Brenztaloolith, sein Fossilinhalt und seine Deutung, ebenda 1920, S. 1—61, Taf. I, II; 1921, S. 1—46, Taf. I, II (Inaug.-Diss. Tübingen 1920). — SCHNEID, Die Geol. der fränkischen Alb zwischen Eichstätt und Neuburg a. D., Geognost. Jahresh. 27, 1914 (1915), S. 59—171; 28, 1915 (1916), S. 1—29. — SCHWERTSCHLAGER, Die lithographischen Plattenkalke des obersten Weiß-Jura in Bayern, München 1919. — Vgl. auch die Begleitworte zur 2. Aufl. Blatt Heidenheim.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

erklärt man die ε-Kalke für älter als die ζ-Platten, wobei dann die Lage der lithographischen (ζ-)Schiefer in Mulden zwischen (ε-)Dolomiten und Felsenkalken tektonisch oder durch fjordartige Auswaschungen bedingt wären. Da diese Fragen gegenwärtig im vollsten Fluß sind und eine Hauptschwierigkeit bei der geologischen Kartierung, insbesondere bei Feststellung der Tektonik im Weiß-Jura darstellen, ist es mindestens verfrüht, über so schwierige Dinge zu entscheiden und darauf Hypothesen aufzubauen. Diese fallen somit einstweilen in sich zusammen, zumal der Verlauf des Albtraufs für derartige Versuche besonders wenig geeignet ist: Da er während seiner Rückverlegung die verschiedensten Lagen gehabt haben muß, könnte man dort fast überall Störungen annehmen, auch wo nur reine Erosionslinien in Frage kommen.

II. Tertiär.

Am Westrand reicht das Tertiär (Trochiformisschichten) bis mindestens 625 m über NN hinauf[13]), am Ostrand (Planorbiformisschichten) bis mindestens 598 m, lose herumliegende Steinbrocken und Sedimentbreccien, noch bis 610 m über N. N.; aber nicht alle Höhen und Hänge des Beckens sind damit bekleidet, vielfach tritt das unterlagernde Juragebirge zutage, oft ist dies vergriest. So fehlt Tertiär am Nordhang des Klosterbergs (ausgenommen die Gegend bei der Koppschen Grube) und auf dem Burgstall. Klähn glaubt (S. 34, 66, 84) das Fehlen von Tertiär an den genannten Stellen auf tektonische Störungen zurückführen zu können, es trifft dies aber sicherlich nicht überall zu. Am Nordhange des Steinhirt-Klosterbergs ist Denudation ziemlich sicher. Man findet am Fuße des Berges massenhaft verschwemmte Tertiärschnecken. Unmittelbar am Nordfuße kamen bei Grabungen, z. B. im Garten des Zigarrenfabrikanten Maier, mehrere Meter mächtige Schichten verschwemmten, schmierigen, schwarzen Tons von Dogger α zutage mit einzelnen eingeschwemmten Tertiärschnecken, weiter unten vorwiegend Tertiärschnecken. Die Klähnschen Depressionen am nördlichen Teil des Steinhirt-Klosterbergs sind sicherlich nichts anderes als Abschwemmungen des Tertiärs und des darunter befindlichen Doggertons an Stellen, die oben nicht durch Sprudelkalkfelsen gegen Abschwemmung geschützt waren. Wir vermögen

[13]) Gottschick, Jahresh. Nat. Württ. 1911, S. 527.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

auch nicht anzuerkennen, daß die vielfach schräge Lagerung des Tertiärs vorwiegend auf tektonische Störungen zurückgeführt werden müsse, wie KLÄHN das (S. 35, 39, 47, 58, 60, 73) hinsichtlich des Zangerbergs, der PHARION-schen und KOPPschen Grube, Schäfhalde usw. anzunehmen scheint. Schon die Geringfügigkeit mancher solcher „Störungen“[14]) beweist, daß Gehängeverrutschungen oder nachträgliche Setzungen des Gebirges, das durch die von uns angenommene zweite Explosion aufgelockert war, zu ihrer Erklärung am Klosterberg genügen, soweit nicht einfache Anlagerung an verschieden geböschten Untergrund in Frage kommt (KL. S. 38), beim Klosterberg wie an den Beckenrändern. Schon während der Ablagerung kamen sicherlich Abrutschungen der Schlammschichten vor und deshalb auch Ablagerungen von Schnecken in größeren Wassertiefen, als dieselben ursprünglich gelebt haben. KLÄHN führt selbst (S. 108) die Ansicht PASSARGES an, wonach die Sedimente wandern infolge von Winterstürmen, Strömungen im See usw. Wir möchten ganz besonders auf die Abhandlung von A. HEIM im Neuen Jahrbuch für Min. usw., 1908, II, S. 136—157, hinweisen; S. 141 heißt es darin: „Die Uferrutschungen sind eine sehr verbreitete Erscheinung“; „bekannt von vielen Stellen am Zürichsee, Thuner See usw.“. S. 142 bezeichnet HEIM unter Hinweis auf GUNAR ANDERSSON, der die subaerische Bewegung wasserdurchtränkter Gehänge auf dem Festland Solifluktion genannt hat, das Untergrundfließen, die subaquatische Solifluktion, als Subsolifluktion, und gibt an, daß der Böschungswinkel am Rande der Seen, an denen Subsolifluktion zu beobachten ist, nicht groß zu sein braucht (z. B. 4,4° am Zugersee, in anderen Fällen 6% usw.). HEIM unterscheidet außerdem zwischen mehr oder weniger akuten subaquatischen Rutschungen und zwischen mehr langsam-stetig vor sich gehenden Subsolifluktionen. Solche sind mit ziemlicher Sicherheit in den Trochiformis- und Oxystoma-schichten der PHARIONschen und KOPPschen Grube anzunehmen[15]). Während unterhalb der Übergangsschicht *trochiformis/oxystoma* fast nur *trochiformis* vorkommen, wiegen oberhalb der Übergangsschichten die *oxystoma* bei weitem vor und schieben sich nur einzelne ganz unregel-

[14]) Vgl. KRANZ 1914, S. 108, Abb. 7. — KLÄHN 1922, S. 48, Abb. 5.

[15]) Vgl. dazu GOTTSCHICK, Die Umbildung der Süßwasserschnecken usw.; Jenaische Zeitschr. f. Naturwissensch. 56, 1919/1920, S. 161 f., 177; Centralbl. f. Min. B. 1925, S. 43 ff.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

näßige Streifen mit *trochiformis* und z. T. sogar mit *planorbiformis* in die Oxystomabänke ein. In diesen eingerutschten Trochiformissanden findet man aber bisweilen abgerundete Brocken von Klebsand mit *oxystoma*. Daß gerade in den ohnedies etwas höher am Klosterberg-Steinhirt emporgestiegenen Oxystomaschichten zahlreiche Rutschungen durch Subsolifluktion vorgekommen sind, ist leicht erklärlich, denn der überaus feine, weiche Kalkschlamm dieser „Klebsande" ist noch viel mehr zu Rutschungen geneigt als die rauhen, festen Sande der älteren Schichten. — Den steilen, senkrechten Abbruch zwischen Trochiformis- und Oxystomaschichten im südlichen Teil der PHARIONschen Grube fassen wir aber auch als nachträgliche Rutschung bzw. Verwerfung auf.

Ausfüllung muldenförmiger Oberflächen des Jura kann entsprechende Lagerung des Tertiärs hervorrufen, ohne daß dabei „ein Druck mitgewirkt hat" (KLÄHN, S. 60). Noch weniger können nach verfrachteten Lesestein-Bruchstücken neben anderem anstehendem Gestein Sprünge konstruiert werden (KLÄHN, S. 65, 67 bezüglich Knill). Auch ein Transgredieren jüngerer Tertiärschichten über Malm (KLÄHN, S. 36) ist an sich kein Beweis für Störungen. Bei Ansteigen des Wasserspiegels konnten ohne weiteres die jüngeren Schichten nach außen transgredieren. Nachvulkanische Bewegungen wollen wir aber nach wie vor nicht leugnen[16]), besonders am Beckennordrand sind solche Bewegungen sehr wahrscheinlich vorhanden.

Entsprechend unsicher sind KLÄHNS Gründe (S. 52—55) für eine wiederholte Überschwemmung und Trockenlegung des Klosterbergs. Als „Kriterium zum Entscheid, ob der Klosterberg zu einer bestimmten Zeit Land war oder nicht", benutzt KLÄHN, abgesehen von der „petrographischen Beschaffenheit der Schichten", die „eingeschwemmten Landschnecken"; auf diese Landschnecken läßt sich aber kein Beweis aufbauen, zumal da nicht mit Sicherheit angegeben werden kann, ob sie nicht zum Teil von den Außenrändern des Beckens hereingeschwemmt worden sind. An und für sich kommen Landschnecken in sämtlichen Schichten vor; in einzelnen Schichten sind sie allerdings besonders häufig, nämlich in den oberen Planorbiformis- und in den Trochiformis- und Oxystomaschichten. In den Planorbiformisschichten kommen Landschnecken allent-

[16]) KRANZ 1914, S. 107—112.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

halben vor, für gewöhnlich jedoch selten; überaus häufig findet man sie aber an einer Stelle, nämlich am mittleren Teile der Nordwestwand der nördlichen Hälfte der PHARION-schen Grube, auffallenderweise sind es hier ausschließlich kleinere Landschnecken, Vertiginiden usw., größere Arten, die hier selten sind, kommen nur in kleinen Bruchstücken vor. Der Umstand, daß die Landschnecken der Planorbiformisschichten in großer Zahl nur an dieser einen Stelle vorkommen, spricht dafür, daß sie an dieser Stelle von oben, vielleicht in einer schmalen Rinne, herabgeschwemmt worden sind. Es ist aber nicht, wie dies KLÄHN (S. 52 bzw. 54, unten) anzunehmen scheint, daran zu denken, daß diese Landschnecken nur auf den Kalkinselchen bzw. einzelnen riffartig aus den warmen Wässern herausragenden Sprudelkalkfelsen gelebt haben. Die mit unserer jetzigen *Torquilla frumentum* DRAP. fast ganz identische *Torquilla schübleri* KLEIN lebte sicherlich schon damals an trockenen kurzrasigen Abhängen, wie jetzt noch die *frumentum* ganz außergewöhnlich häufig an dem kurzrasigen trockenen kalkhaltigen Abhang oberhalb der EDERschen Grube vorkommt, während an den Sprudelkalkfelsen keine einzige zu finden ist.

In den Trochiformis- und Oxystomaschichten kommen vorwiegend große Landschneckenarten vor, Cepaeen, Campylaeen, in die Oxystomaschichten sind sie wohl vielfach durch Subsolifluktion aus den Trochiformisschichten gelangt. SANDBERGER meint, daß die großen Landschnecken bei größeren Regengüssen eingeschwemmt worden seien, was ganz wohl möglich ist. Jedenfalls darf man nicht mit dem zahlreichen Vorkommen der großen, leicht verschwemmbaren Arten eine Unterwassersetzung des Klosterbergs beweisen wollen, es kommen diese Arten durchaus nicht bloß, wie man bei einer Unterwassersetzung annehmen sollte, in einer verhältnismäßig dünnen Schicht vor, sondern in den viele Meter mächtigen Trochiformis- und Oxystomaschichten. Von einem Wechsel landschneckenfreier und landschneckenführender Schichten kann ebenfalls nicht mit Sicherheit gesprochen werden, auch auf der Ostseite (KOPPsche Grube) finden sich immer wieder einzelne Landschnecken.

Auch das „sehr häufige Vorkommen von Säugerresten" läßt sich nicht als Beweis dafür, daß der Klosterberg-Steinhirt ziemlich plötzlich unter Wasser gesetzt worden sei (KL. S. 145), verwerten. Neben den Säugerresten kommen in den durch Subsolifluktion gemischten Trochi-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

formis- und Oxystomaschichten auch ziemlich viele Schildkröten vor; im Jahre 1921 z. B. wurden beim Ausgraben des Platzes für einen kleinen Stall nördlich des Kirchhofes unter der die Oxystoma- und Trochiformisschichten des Steinhirt-Klosterbergs überlagernden Kieselsinterdecke mehrere große Schildkröten gefunden. Den Schildkröten hätte wohl die „Unterwassersetzung" nichts geschadet. Die Säugetierreste sind zudem schon häufig in den Trochiformisschichten, vor ein paar Jahren kam ein ganzer *Mastodon* in den untersten Trochiformisschichten, der PHARIONschen Gruben zum Vorschein; in den Trochiformisschichten, die zwischen die Oxystomaschichten hereingerutscht sind, liegen Säugetier- (und Schildkröten-)reste — neben großen Landschnecken — am allerhäufigsten! Wir möchten viel eher annehmen, daß durch Regengüsse und stärkere Rutschungen, für welch letztere das Zusammenvorkommen von *trochiformis* in den Oxystomaschichten spricht, die am Rande des Wassers herumliegenden, Wirbeltierreste und größeren Landschnecken eingeschwemmt oder in tiefere Stellen heruntergerissen worden sind. Der starke Bitumengehalt der Oxystomaschichten kann — außer von Wirbeltierresten — ganz wohl auch von den vielen *Oxystoma*, die oft massenhaft in dem weichen Schlamm liegen, herrühren; in den sehr durchlässigen Grobsanden der älteren Schichten geht das Bitumen verloren, in dem wenig durchlässigen Oxystomaschlamm aber nicht. — Ebensowenig darf man ohne weiteres die „heißen, teils Aragonit, teils Kieselsäure absetzenden Quellen mit tektonischen Störungen in Zusammenhang bringen", wobei KLÄHN annimmt, „daß Quellbildung und Überschwemmung des Berges meist Hand in Hand gingen". Wenn heiße Quellen gerne Störungen in der Erdrinde folgen, so würden im Steinheimer Becken die Auflockerungen vollauf genügt haben, welche die von uns angenommenen vulkanischen Explosionen erzeugten und so zwischen der miocänen Landoberfläche und dem Magma in der Tiefe Wege für juvenile Wässer öffneten. Hierdurch geht es viel zu weit, solche tektonischen Schwankungen des Steinhirt-Klosterbergs mit den genannten Gründen „konstatieren" oder „feststellen" zu wollen (KLÄHN, S. 54 f.). Höchstens unsichere Vermutungen kämen in Frage, ebenso wie hinsichtlich der Lage etwaiger Störungen zwischen Feldlesmähder und Vorderem Grot. Ein bestimmter Grund zur Annahme von Störungen liegt hier nicht vor. Wenn *trochiformis* in einzelnen Brocken etwas tiefer als an den Feldles-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

mähdern gefunden werden, so kann dies ganz gut daher kommen, daß Sande, die ursprünglich unter den jetzt tiefer liegenden Trochiformisbrocken lagen, abgeschwemmt wurden, wodurch die Trochiformisknauer tiefer zu liegen kamen. Außerdem war sicherlich der See gegen das Innere des Beckens zu etwas tiefer als am Außenrande bei den Feldlesmähdern. Es brauchen im vorliegenden Fall durchaus keine großen Tiefenunterschiede gewesen zu sein; immerhin könnten die *trochiformis* unter Umständen auch in größeren Tiefen gelebt haben, denn es könnte ganz wohl sein, daß im Warmwasser die drei Wasserschneckenarten, die sich darin erhalten und weitergebildet haben, auch in größerer Tiefe gelebt haben als im Kaltwasser. Zu berücksichtigen bliebe ferner, daß die tertiären Schichten primär höher oder tiefer liegen können, je nachdem sie am jeweiligen oberen Beckenrand oder auf dessen unteren Gehängen bzw. im tieferen Innern der Wanne abgelagert wurden, wobei dann noch Transgressionen in Frage kommen könnten (vgl. oben); die jetzige gegenseitige Höhenlage der Süßwasserschichten ist also nicht immer beweisend (KLÄHN, S. 70, 71, 72) für tektonische Störungen während oder nach ihrer Ablagerung.

Da sonach weder ein ungestörter „zentraler Horst" noch randliche Brüche im Steinheimer Becken nachgewiesen sind, ist auch KLÄHNS „tektonischer gemeinsamer Grundplan" (S. 74, 91) nicht gesichert. Wir finden keine Beweise für die von ihm konstruierten „Gräben" in der „peripheren Depression" des Beckens (KLÄHN, S. 32, 67, 69, 70, 72, 73, 74, 82, 84, 85). Lediglich auf Grund dieser Konstruktion nimmt er (S. 75, 83, 86) im Untergrund der hypothetischen Gräben oberen Malm an, aber auch dafür ist keinerlei Beweis vorhanden.

Es wäre ein sehr merkwürdiger Zufall, wenn die von KLÄHN angenommenen Gräben, die an verschiedenen Stellen und nach verschiedenen Richtungen sich gebildet haben sollen, sich gerade zu einem fast kreisrunden Becken zusammengefunden hätten. Wir haben um den Steinhirt-Klosterberg herum eine runde, nur durch überschobene bzw. abgesprengte Schollen gestörte Vertiefung anzunehmen, die zur Warmwasserzeit ein völlig geschlossenes, mit zusammenhängendem Wasser ausgefülltes Becken bildete. Die unserem *Gyraulus glaber* überaus nahestehenden *G. trochiformis* (= *multiformis*) konnten nur in stehendem Wasser gelebt

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

haben und nur in einem vollständig zusammenhängenden Becken war es möglich, daß die *Gyraulus* (und einigermaßen auch die *Pseudamnicola* und *Radix*) sowohl um den ganzen Steinhirt-Klosterberg als auch am ganzen Außenrand herum überall gleichmäßig und in gleicher Stufenfolge ihre merkwürdige Entwicklung durchgemacht haben.

Nicht leicht zu deuten ist, weshalb die *Kleini*-Schichten bis jetzt bloß im W und N (östlich der hohen Steige) gefunden worden sind. An letzterem Ort wurden unten am Hang die Abdrücke von kleinen, flachen *Gyraulus* gefunden, die wohl nur als *Kleini* angesehen werden können, denn die Abdrücke weisen auf Formen hin, die flacher waren als gewöhnlich *steinheimensis* ist und auch flacher als *revertens depressus*, welch letztere Form im allgemeinen gewölbtere Umgänge hat. Die *Kleini*-Schichten der Westseite, am Grot entlang, und auf der Nordseite, unter der Hohen Steige, sind genau der Innenseite des äußeren Randes des Beckens angelagert, was wohl als Beweis dafür angesehen werden kann, daß das Becken schon zur *Kleini*-Zeit (wenigstens auf der West- und Nordwestseite) die gleiche Form hatte wie jetzt. Es handelte sich sicherlich schon damals um ein Becken mit stehendem Wasser, Sümpfen usw.; dies beweisen die vielen nur in stehendem Wasser lebenden Wasserschnecken der Kaltwasserschichten, so namentlich die *Limnophysa (Galba) glabraeformis* und *palustriformis*, die *Aplexa subhypnorum*, *Planorbis cornu*, *Gyrorbis hilgendorfi*, *septemgyratiformis*, der dem lebenden *glaber* Jeffr. sehr nahestehende *Gyraulus (multiformis)*, die beiden Hippeutis-Arten, *Segmentina larteti*, *Ancylus deperditolacustris*, ferner die stellenweise ziemlich häufigen Ostrakoden und die Characeen. Das Becken mußte natürlich auch auf der Ost- und Südseite einen abschließenden Uferrand gehabt haben, bis jetzt sind aber hier noch keine Kaltwasserschichten gefunden. Es ist dies nicht besonders auffällig, denn man findet ab und zu auch andere Schichten an Stellen nicht, wo sie einstens sicherlich auch vorhanden waren; so wurden z. B. an der Schäfhalde die ältesten Warmwasserschichten (mit *steinheimensis* und *tenuis*) nur in härteren Gesteinsbrocken bei tieferen Grabungen gefunden, darüber findet man aber die Planorbiformisschichten als Sande (vom Rohrbrunnen an in der Höhe von etwa 548 m, in einer horizontalen Ausdehnung von etwa 200 m) und darüber allmählich — gegen Osten zu — ansteigend in harten Felsbänken bis

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

zum Gemeindewald Finkenbusch, in Höhe 598 m; Trochiformisschichten oder noch jüngere Schichten fanden sich aber in dieser ganzen Gegend trotz allen Suchens nicht. An manchen Stellen sind die Kleinischichten vielleicht auch mit den sie tragenden Schollen abgetragen worden, so namentlich an den wohl als Sprengspalten aufzufassenden Taldurchbrüchen zwischen Birkel und Burgstall und zwischen Grothau und Hohlenstein (Hirschtal). Am NO-Fuß des Birkel findet man Warmwassersand mit *steinheimensis* bis *trochiformis* unten, in der Höhe von etwa 530 m; von dieser Stelle aus steigen die Warmwasserschichten immer höher, oben auf dem Birkel-Schellenberg stehen sie bis zur Höhe von etwa 585 m an, bei den Feldlesmähdern erreichen Trochiformisschichten etwa 625 m; östlich davon, am unteren Grothauhange, trifft man auf den Kleinischichten keine Warmwasserschichten.

Nördlich am Grot senken sich die Kleinschichten wieder fast bis auf die Talsohle herab, sogar Revertenssande findet man fast ganz unten (etwa 545 m über NN). Nördlich und nordöstlich des Kronenwirtskellers, in einem von verschiedenen Tälchen durchschnittenen Gelände, stehen die Warmwasserschichten ziemlich tief unten. Am SO-Fuße der Hohensteige tauchen — mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit — wieder Kaltwasserschichten auf, tief unten. Unmittelbar östlich davon und am Zangerberg gehen die Warmwasserschichten tief herab; am Grillenbusch enthalten die oberen Felsen *planorbiformis* und Limnaeen, unten am Saume des den Grillenbusch bildenden Wäldchens stehen aber Revertenssande an, fast bis zur Talsohle herabgehend. Man möchte glauben, daß das ganze Gelände vom Kronenwirtskeller bis über den Grillenbusch sich gesenkt und die Kaltwasserschichten in der Hauptsache mit in die Tiefe genommen hat.

Der Steinhirt-Klosterberg, woselbst ebenfalls noch keine Kleinischichten gefunden sind, ist wahrscheinlich nachträglich etwas abgesunken. Die höchste Kuppe des Steinhirt-Klosterbergs mit den jüngsten Warmwasserschichten *(supremus)* ist nur 578,5 m hoch, während an den Feldlesmähdern Trochiformisschichten bei 625 m und am Finkenbusch Planorbiformisschichten rund 600 m, Süßwasserbrekzien und -konglomerate bis 610 m hoch anstehen. Für eine nachträgliche Senkung des Steinhirt-Klosterbergs dürfte auch der Umstand sprechen, daß an den Sprudelkalkfelsen vielfach mit feinem Kalksinter überzogenes Moos gefunden wird,

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

und zwar auch an den Sprudelkalkfelsen, die jetzt nur etwa 550 m hoch stehen. Diese dichten Moospolster hätten sich wohl nicht unter einer 50 m hohen Wasserschicht bilden können; es ist vielmehr anzunehmen, daß der Kern des Beckens sich nachträglich gesenkt hat, was auf Setzungen der durch die zweite Explosion aufgelockerten Massen zurückgeführt werden kann. Falls Kaltwasserschichten daran angelagert waren, hätten sie sich mit in die Tiefe gesenkt. Denkbar wäre aber auch, daß die zweite Explosion, die den Steinhirt-Klosterberg in die Höhe gewölbt und Schwarzen, Braunen und Unteren Weißen Jura bis auf die Kornäcker am Knill geworfen hat, erst nach Ablagerung der Kaltwasserschichten stattgefunden hat, und daß die Wasserstände des Sees nicht immer gleich hoch waren.

III. Theoretisches.

Klähn verteidigt die Theorie der lakkolithischen Hebungen und Senkungen von Branca und E. Fraas, abgeändert durch seine „eigenen Anschauungen" über die Tektonik des Steinheimer Beckens (vgl. I. und II. dieser Abhandl.); er lehnt deshalb unsere „Sprengtheorie" ab und stellt hierzu einige Fragen, die großenteils auf hydrologischem und sprengtechnischem Gebiet liegen, da es sich u. a. um eine Wasserdampfexplosion handelt. Wir verweisen für das Verständnis der Sprengtheorie etwa auf Höfer's „Grundwasser und Quellen" oder E. Prinz' Handbuch der Hydrologie[17]), sodann Gradmanns und Reuters Ausführungen über den Wasserhaushalt der Schwäbischen Alb sowie die Karstwasser-Literatur[18]) und ein Handbuch über Sprengtechnik[19]) sowie die in der neueren Riesliteratur[20]) niedergelegten sprengtechnisch-vulkanologischen Erwägungen. Hiernach können wir uns kurz fassen:

---

[17]) Braunschweig (II. Aufl.) 1920. — Berlin 1919 (J. Springer).

[18]) Jahresh. Nat. Württ. 1912, S. CXX; Beschreibung des Oberamts Münsingen, 2. Bearb. 1912, S. 72—93. — K. Löffler, Jahresh. Nat. Württ. 1915, S. 181—189. — Internat. Zeitschr. f. Wasserversorgung 1916, H. 6—8, 11—15. — Begleitworte z. II. Aufl. Bl. Heidenheim, 1924, Abschnitt VI B 4.

[19]) Etwa Zschokke, Handb. der militärischen Sprengtechnik, Leipzig 1911. — Deutsche „Sprengvorschrift", Berlin.

[20]) Literaturverzeichnis im Zentralbl. f. Min. usw. 1920, S. 332 f., Nachträge 1923, S. 278—280 u. 1925. — Vgl. besonders: Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. Geol. Ver. N. F. II, 1, 1912, S. 54—65 und Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges. 66, 1914, S. 15—20 (auch bezügl.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Daß an vielen Stellen in großen Weiß-Juragebieten der Alb, nicht nur im Untergrund unseres Beckens, im klüftigen β- und δ-Kalk über dem tonigen α und γ[21]) schon während des Miocäns ein ergiebiges Grund- oder Karstwasser[22]) gestanden haben muß, wird kein Hydrologe mehr bezweifeln, besonders wo es sich um ein vulkanisch erschüttertes Gebiet handelt. Die Tiefe des klüfteerzeugenden Bebenherdes braucht dabei nicht groß zu sein. Treten nun von unten her (Magma oder) überhitzte Gase zu solchem Karstwasser, so muß eine gewaltige Dampfspannung entstehen, abgesehen von der Möglichkeit, daß (wie beim Ries) durch vulkanische oder tektonische Erdbebenspalten plötzlich herabstürzende Oberflächenwässer die Dampfmenge vermehren; der obere Teil solcher Kluftwassersäulen wirkt dann als „Verdämmung". Vermutet doch Bentz (Zentralbl. f. Min. usw., 1923, S. 105 f.) schon in der Zeit vor Entstehung des Steinheimer Beckens ein Flußtal dort. Beim Ries hat außerdem A. Sauer[23]) reichliche Durchtränkung des Magmas mit Wasserdampf tatsächlich nachgewiesen. R. Zünckel[24]) zeigte experimentell, wie unter hohem Wasserdampfdruck Silikatschmelzen Wasser aufnehmen, das beim Erhitzen in Gläsern darin verbleibt; bei plötzlichem Reduzieren des hohen Dampfdrucks auf Atmosphärendruck entweicht das Wasser (bis auf durchschnittlich 0.25% in der Schmelze verbleibenden Wassergehalt), kann also dann eine plötzlich entweichende Dampfmenge vermehren. Wenn auch beim Steinheimer Becken Magma noch nicht nachgewiesen wurde, so liegen derartige Vorgänge doch auch hier vollkommen im Bereich der Möglichkeit. Zur

---

Hydrologie); Rieser Heimatbuch, München (C. H. Beck) 1922, S. 32 bis 34 (süße Gewässer), S. 50—58, Abb. 7—11 (Sprengtheorie). Anmerkung 73 und 75 (Lit.).

[21]) Kranz, Steinheimer Becken I. 1914, S. 102, 104, 110; II. 1916, S. 127.

[22]) Wir haben nirgends den Herd der ersten Explosion in den „Mittleren Malm" „oder γ" oder in einen „wasserführenden Horizont des Unteren Malm, den oberen Horizont von Malm α" verlegt, wie Klähn (S. 79 f.) behauptet: Im tonigen α oder γ ist ein so ergiebiges Grundwasser hydrologisch ausgeschlossen. In Frage käme nur das Karstwasser im Weiß-β- und δ-Kalk, vgl. Begleitworte zu Bl. Heidenheim II. Aufl. 1924.

[23]) Begleitworte zu Bl. Bopfingen 2. Aufl. 1919, S. 15 f., Anmerkung 3.

[24]) Einwirkung von Wasser und Kohlensäure unter Druck auf schmelzflüssige und feste Silikate bei hohen Temperaturen, Inaug.-Diss. Techn. Hochsch. Dresden (Weimar) 1914.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Erklärung der tatsächlich vorhandenen stumpfwinkligen Sprengtrichterform des Beckens genügt eine Wasserdampfexplosion im Weiß-Juraβ oder δ da, wo heute die Trümmermassen des Klosterbergs liegen. Einen verhältnismäßig so flachen Trichter kann nur eine „überladene" vulkanische Mine mit „treibendem" Sprengmittel erzeugt haben; ein derartiges Sprengmittel in der Natur ist der Wasserdampf, und es liegt nahe, daß aufdringende überhitzte Gase hier in verhältnismäßig kurzer Berührung das Karstwasser usw. verdampft haben; das würde auch erklären, warum Magma hier noch nicht nachgewiesen wurde, im Gegensatz zum Ries.

Die zweite (untere) Explosion, die nach unserer begründeten Überzeugung im Lias[25]) erfolgte, kann nach ihrem augenblicklichen Wirkungsbereich im Klosterberg nur einen spitzwinkligen (bis nahe an den rechtwinkligen) Trichter erzeugt haben[26]), also als „schwach geladene" bis höchstens „normale" Mine. Solche Wirkung könnte aber sowohl ein „treibender" wie ein „brisanter", also ein beliebiger vulkanischer Sprengstoff hervorrufen, möglicherweise explosive vulkanische Gase oder juveniler oder vadoser Wasserdampf, oder eine Mischung solcher Gase und Dämpfe.

Die Galgenberg-Bürgel-Scholle wurde unseres Erachtens von der ersten starken Explosion erfaßt und auf den Trichterrand nach außen überschoben. In unserer Darstellung der Lagerungsverhältnisse[27]) haben wir das genauere Alter dieser Schichten unentschieden gelassen; nachdem aber jetzt die Kalke dort ebenso wie die am Knill-, Burgstall- und Schellenberg-Grat als Weiß-Jura-ε erkannt und Überschiebung von Weiß-Jura-ε auf Plattenkalke am Knill und Birkel sowie Schuppenstruktur im Burgstall ziemlich sichergestellt ist, erübrigt es sich, auf die Frage nach der Möglichkeit solcher Lagerungsverhältnisse (Klähn, S. 81) einzugehen. Zudem entsprechen Klähns Angaben

---

[25]) Kranz 1914, S. 104. — Wie dort ausgeführt, ist der Nachweis des genaueren Horizonts im Lias ohne wesentlichen Einfluß auf das Problem. Nach den neuesten Funden kommt Lias α in Frage.

[26]) Vgl. die nach den beobachteten und wahrscheinlichen Lagerungsverhältnissen maßstabsgerecht gezeichneten W-O-Profile bei Kranz 1914, S. 102 und 1916, S. 127 sowie diese Monatsber. 1914, S. 17, Abb. 2.

[27]) 1914, S. 95, 102; 1916, S. 127.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

über unsere Darstellung nicht der Wirklichkeit: Nicht der „Dampf", der „unter ganz flachem Winkel aus dem Trichter herausströmte", hat den Bürgel, Knill und Burgstall „auf die Seite geschoben", sondern eine plötzliche Dampf-explosion konnte dies bewirken. Es handelte sich eben nicht um eine Art Sicherheitsventil, das Dampf „ausströmen" ließ, sondern gewissermaßen um ein Versagen dieses Ventils, eine plötzliche Expansion des „treibenden" Sprengmittels Wasserdampf.

Ob „eine ungleichmäßige Aufpressung des Magmas in einem verhältnismäßig schmalen Schlot" (KLÄHN, S. 79—81) so starke Störungen hervorzubringen vermag, wie sie der Klosterberg tatsächlich aufweist, ist durch keine Beobachtung erwiesen. Die amerikanischen Lakkolithen bezeugen vielmehr das Gegenteil[28]), KLÄHNS Anschauung ist also höchstens eine unwahrscheinliche Hypothese, zumal nach BRANCA und E. FRAAS[29]) nicht ein schmaler Schlot, sondern der äußere Umfang des Beckens in Frage käme. Aber auch diese Auffassung widerspricht den Tatsachen, wie u. a. der Bau des Bürgel-Galgenbergs, des Knill, Burgstall und Schellenbergs beweist[30]). Deren Lagerungsverhältnisse lassen sich weder durch lakkolithische Auftreibung, noch durch Randbrüche, Horst- und Grabenbildungen (KLÄHN) erklären, wohl aber durch die Sprengtheorie. Es wäre doch auch kaum verständlich, warum „sich die Hauptmasse des Lakkolithen auf einzelne Punkte konzentrierte (Klosterberg, Bürgel, Knill, Bürstel)", und warum „durch die Konzentration des Magmas an bestimmten Stellen ein Wegführen desselben von der Peripherie stattfinden mußte", was dann die „Einbrüche" der „Gräben" erzeugt haben soll (KLÄHN, S. 82, 86): Für derartig komplizierte vulkanische „Tektonik" fehlt jede Beobachtungstatsache, noch dazu auf so engem Gebiet, wie hier, und KLÄHN bleibt den Beweis für solche „Anschauungen" (S. 82) in jeder Beziehung schuldig. Daß dagegen ein Widerspruch, wie ihn E. FRAAS[31]) und KLÄHN (S. 82) in unserer Auffassung finden wollen, in Wirklichkeit nicht besteht, wurde bereits

---

[28]) Lit. bei KRANZ 1914, S. 101. — Vgl. auch BENTZ, Centralbl. j. Min., B. 1925, S. 101—104.

[29]) 1905, S. 21, Abb. 3.

[30]) KRANZ 1914, S. 95; KLÄHN, S. 86. — Begleitworte Bl. Heidenheim 2. Aufl. 1924.

[31]) Jahresber. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. N. F. IV, 2, 1914, S. 115.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

1916[32]) dargelegt: Es handelt sich bei der zweiten (schwachen) Explosion nicht um „große Magmamassen", welche eine lakkolithische Hebung erzeugt haben könnten, sondern um eine geringe Menge Schmelzfluß mit vulkanischen Sprenggasen oder -dämpfen. Das Magma hat ja nicht einmal ausgereicht, den zweiten (Klosterberg-) Trichter zu öffnen, zutag auszusprengen!

Auch die Kieselsäureausscheidungen geben keine Anhaltspunkte für den Lakkolithen, der „sich ziemlich hoch, wahrscheinlich bis in die Juraschichten hinein, vorgeschoben haben" soll (KLÄHN, S. 150). Dafür genügt die Annahme, daß Spalten oder ein schmaler Schlot juveniles Wasser aufsteigen ließen. Bei dem bisherigen Mangel an eingehenden geologisch-mineralogischen Untersuchungen über die Herkunft der Kieselsäure im Steinheimer Becken geht es schon viel zu weit, den ganz hypothetischen Lakkolithen dafür verantwortlich machen zu wollen. Andererseits muß betont werden, daß der „enorme Dampfdruck" heißer Quellen die Schneckenfauna gar nicht geschädigt zu haben braucht (KLÄHN, S. 150), da er an jeder Auspuffstelle nur in kleinem Umkreis vernichtend wirken mußte. Aber auch ohne „enormen Dampfdruck" können heiße Quellen austreten, und schließlich könnte die Kieselsäure wenigstens teilweise noch ganz anderen Ursachen ihre Entstehung verdanken, wie KLÄHN das ja selbst andeutet.

Bei der Sprengtheorie geht eben doch „alles mit natürlichen Dingen zu" (KLÄHN, S. 85), während die tektonisch-vulkanologischen Anschauungen von KLÄHN meist stark den Tatsachen widersprechen, zum Teil Hypothesen ohne Beobachtungsgrundlagen sind. Dementsprechend lassen sich auch die nachvulkanischen Erscheinungen im Steinheimer Becken ohne diese „Tektonik" deuten (vgl. I und II dieser Abhandl.), und wir bedürfen keiner „verschieden starken Intrusionen der lakkolithischen Massen" (KLÄHN, S. 76), um zu verstehen, daß die Thermen nicht sofort nach der Entstehung des Beckens in Tätigkeit traten. Der Vulkanismus schläft oft jahrhundertelang (vgl. Vesuv, Bandai-San), um plötzlich wieder zu erwachen, so daß eine verhältnismäßig so kurze Pause der nachvulkanischen Tätigkeit, wie sie zur Ablagerung der Kleinischichten in unserem Becken genügte, an sich nichts besonderes darstellt.

---

[32]) Ebenda N. F. V, 2, S. 126, 128.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

IV. Neuere Beobachtungen.

Wenn das Steinheimer Becken entsprechend dem Ries durch vulkanische Sprengung entstanden ist, so liegt die Frage nahe, warum nicht auch in seiner Umgebung — wie auf dem Vorries — herausgesprengte Trümmer festgestellt wurden. Ein Hauptgrund dafür dürfte sein, daß beim Ries die bunte Reihe aller Gesteine vom Grundgebirge, Keuper, Jura und Tertiär auf der mesozoischen bzw. tertiären Landoberfläche der Umgebung verstreut wurde, während beim Steinheimer Becken nur Gesteine ähnlicher Farben von Weiß-Jura-β bis -ζ^0 auf einer Landoberfläche von Weiß-Jura-ε bis -ζ^0 in Frage kommen. Solche verhältnismäßig geringen Gesteins- und Farbunterschiede konnten also bei der Kartierung 1:50 000 leicht übersehen werden, zumal während der früheren Aufnahmearbeiten weder die „Riesbergtheorie" noch die „Sprengtheorie" auf die weitreichenden „Überschiebungen" bzw. Sprengtrümmeraufstreuungen aufmerksam gemacht hatten und somit derartige Möglichkeiten noch nicht in Betracht gezogen waren. Dazu kommt die dichte Waldbedeckung auf dem größten Teil der Umgebung des Steinheimer Kessels, welche Beobachtungen auch in dieser Hinsicht erschwert und vielfach unmöglich macht.

Anfänge in dieser Richtung sind nunmehr vorhanden: Am obersten Südwestrand des Beckens, wo sich die Warmwasserschichten am weitesten gegen W erstrecken, nördlich an dem vom Norswestausgang des Dorfes Sontheim zur Feldlesmähder hinaufführenden „Leimgrubenweg" sah etwa 602 bis 603 m über NN aus dem Waldboden in einer mäßig eingesenkten Mulde ein größerer Weiß-Jura ε-Fels von 6 bis 8 cbm hervor, mit Feuersteinkollen, zum Teil etwas vergriest. Da zur Beschotterung der benachbarten Waldwege Steine fehlten, ließ die Forstverwaltung an dem Felsen einen Steinbruch anlegen, in der Annahme, der Fels würde sich in die Tiefe fortsetzen, was sonst immer der Fall war. Als aber mehrere Kubikmeter Steine gebrochen waren, hörte der Fels bis auf den jetzt noch vorhandenen Rest von etwa 1½ cbm auf, er saß nur oberflächlich auf lettiglehmigem Boden. Dieser etwas vergrieste Fels war höchstwahrscheinlich durch die von uns angenommene Explosion hierher geschleudert worden: Das erste bekannt gewordene Projektil aus dem Steinheimer Sprengtrichter auf Verwitterungsboden der

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

alten tertiären Landoberfläche. Östlich davon, auf einem Acker an der inneren Seite des Außenrandes, lag ein ähnlicher Brocken, der ebenfalls sich als vollständig wurzellos erwies: Stellenweise vergriester, tertiär verkitteter Weiß-Jura-Kalkfels auf verwittertem Weiß-Jura-Schutt, umgeben von tertiären Süßwasserkalken bei etwa 570 m über NN. Auch anderwärts auf den Beckenrändern fanden sich 1923 entsprechende ortsfremde Griesblöcke[33]).

Am Nordwestrand des Beckens wurde westlich vom Westausgang von Steinheim an dem von der Hirschtalstraße nach SW abzweigenden „Krummen Weg" bei etwa 565 m über NN ein neuer Steinbruch im Staatswald Grothau, Abt. 2, angelegt, der oben ungeschichteten Weiß-Jura-ε-Kalk aufschließt, unten dagegen (mehr auf der nördlichen Seite des Steinbruchs) regelrecht geschichteten; diese Bänke fallen sehr steil, fast senkrecht, bergwärts nach etwa W, stoßen nördlich unvermittelt gegen den massigen W.-ε ab und sind von Haarrissen durchsetzt — eine im Ries bei ortsfremden Kalken alltägliche Erscheinung. Zwischen diesem Aufschluß und der Mitte des Beckens befindet sich an dessen unterem Rand westlich vom SW-Ausgang von Steinheim ein Bergvorsprung am „Vordern Grot", etwa 540—560 m über NN (mit einem Steinbruch in Weiß-Jura-ε). Die Schichtenstörung im erstgenannten Steinbruch (Grothau 2) liegt also gewissermaßen hinter dem Bergvorsprung im Windschatten der vulkanischen (ersten Haupt-) Sprengung des Steinheimer Trichters; eine vulkanische Wirkung von dessen Innern heraus auf den Weiß-Jura im Grothau durch den Bergvorsprung hindurch ist nicht anzunehmen, es muß vielmehr vermutet werden, daß der Bergvorsprung „Vordere Grot" während der vulkanischen Wirkung auf den NW-Rand, also während der Aussprengung des Trichterrandes, noch nicht vorhanden war, sondern erst unmittelbar nach der Entstehung des Trichters im Verlauf der gleichen (ersten) Explosion an seinen jetzigen Platz gelangte. Hiernach darf unseres Erachtens angenommen werden: Die Hauptexplosion sprengte u. a. den Beckenrand aus und richtete dabei den Weiß-Jura im Grothau-Steinbruch unter leichter Verdrehung fast senkrecht auf. Gleich danach schob oder schleuderte sie Weiß-Jura-Gestein aus dem Innern des Trichters an den Fuß seines neuen

[33]) Vgl. Begleitworte zur 2. Aufl. Bl. Heidenheim.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Randes in den Bergvorsprung „Vordere Grot". KLÄHN dürfte es schwer fallen, die Störung mit Hilfe seiner hypothetischen Graben- und Horstbildung zu deuten. Entstehung der fast senkrechten Stellung der Schichten durch Rutschung ist nicht anzunehmen, da sich hier einesteils keine Vertiefung befindet und andernteils die gestörte Felsenmasse große Ausdehnung hat, indem sich derselbe Fels etwa 20 m weit mit mäßiger Steigung am Hang emporzieht.

Anfang 1921 wurden auf den „Kornackern" östlich Sontheim, etwa 530—535 m über NN, Entwässerungsgräben gezogen, vgl. BENTZ' Abhandl. im Zentralbl. f. Min. usw., 1923, S. 97—106. Hier wurde Lias und Braun-Jura in wirrem Gemenge mit Weiß-Jura festgestellt, ganz entsprechend der „Bunten Breccie" des Rieses. Ähnliche Vorkommen fanden sich 1923 noch an mehreren Stellen des Beckenrandes[34]). Diese Vorkommen sind weder mit der Lakkoliththeorie, noch mit der KLÄHNschen Graben- und Horsttheorie vereinbar, während sie durch die Sprengtheorie ohne weiteres gedeutet werden können[35]): Es handelt sich offenbar um „Sprengschutt", Material, das bei der zweiten vulkanischen (schwachen) Explosion an den Beckenrand geschleudert wurde.

Auch das Fehlen von oberem Weißem Jura im Innern des Beckens ist mit bloßer lakkolithischer Hebung nicht recht zu erklären, leicht aber mit der Sprengtheorie: Die erste große treibende Explosion hatte den oberen Weiß-Jura aus dem Zentrum entfernt, großenteils durch Überschiebung auf die Beckenränder[36]), so daß die zweite schwache Detonation nur noch tieferen Jura fördern konnte.

Wie unsicher die von KLÄHN angenommenen Grabeneinbrüche sind, zeigt der von ihm S. 67 als Ursache der „Sontheimer Depression" angenommene „Graben". KLÄHN schreibt: „Da wir unmöglich annehmen können, daß der einstige aus dem Hirschtal kommende Bach eine 600 m breite, vollständig ebene Fläche geschaffen hat, so bleibt

---

[34]) Näheres vgl. in den Begleitworten zur 2. Aufl. Bl. Heidenheim 1 : 50 000.

[35]) Vgl. auch BENTZ a. a. O. und E. HENNIG, Geol. von Württ. 1923, S. 284—288.

[36]) Vgl. die Ergebnisse der Spezialkartierung 1923 in den Begleitworten zur 2. Aufl. Bl. Heidenheim.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

nur übrig, die Sontheimer Depression als Graben anzusehen." Tatsächlich füllen aber bei Sontheim die Schotter eines einst mächtigen Flusses das ganze Tal aus. Beim Graben der Pumpstation am Nordrande von Sontheim und bei der im Jahre 1921 20 m nordwestlich davon ausgeführten Grabung wurden z. B. rund 6 m mächtige Schotter durchgraben. Neben Kies, Sand und mergelähnlichen, lehmigen Schlammschichten kamen bis zu 50 cm breite, durchgängig gerollte Steine zutage; zum mindesten waren immer die Kanten und Ecken vollständig abgerundet. Die Schotter bestanden in der Hauptsache aus Weißem Jura; zum Teil wurden aber — und zwar auch in den untersten Schichten — tertiäre Kalke darin gefunden, Reste der Warmwasserschichten (Brocken mit *Oxystoma*). Unterhalb der Schotter befindet sich eine Letten- oder Lehmschicht, die an der Pumpstation mindestens 1½ m mächtig sein soll. Dieselben Schotter wie an der Pumpstation und in deren Nähe befinden sich auch innerhalb von Sontheim, wo verschiedene Brunnen durch den Schotter durchgegraben sind, und auch westlich der alten Ortschaft bzw. westlich des „Dietwegs" wurden beim Graben der Keller zu neuen Wohnungen dieselben Schotter zutage gefördert. Es ist also mit Sicherheit anzunehmen, daß das ganze Tal bei Sontheim mit den Schottern ausgefüllt ist, daß es nicht bloß ein „Bach" war, der aus dem Hirschtal kam, sondern mindestens zeitweise ein mächtigerer Fluß, der durch die Ablagerung seiner Schotter im ganzen Tal eine breite ebene Fläche geschaffen hat. Geflossen ist dieser Fluß erst nach Ablagerung der Warmwasserschichten, als der Rand des Beckens sowohl beim Kronenwirtskeller als auch zwischen Birkel und Burgstall (und wohl auch zwischen Finkenbusch und Bürgel [bzw. Knill]) durchbrochen war.

V. Weitere Bemerkungen.

Einzelne weitere Sätze der Klähnschen Arbeit geben zu Bedenken Anlaß.

S. 30 erklärt er: „Bei Schürfungen wollen Fraas und Branca Dogger γ—ε gefunden haben." Falls hierdurch Zweifel am tatsächlichen Vorkommen dieser Schichten ausgedrückt werden sollen, so müßte gesagt werden, daß tatsächlich sichere Leitformen für diese Schichten gefunden wurden (Belege in der Staatl. Nat.-Samml. Stuttgart).

S. 31, oben: „Denn die beiden obengenannten Murchisonstücke liegen (auf dem Klosterberg) zwischen den Höhen

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

560—570 m normal auf Dogger α.“ Ob die Murchisonstücke tatsächlich normal auf Dogger α liegen, ist in dieser Gegend ohne Grabungen schlechterdings nicht mit Sicherheit zu sagen.

S. 34, unten: „Tertiärschichten finden sich am ganzen Rand des Beckens, ferner am West-, Süd- und Osthang des Klosterbergs; nur am Nordhang desselben fehlen sie. Womit dies zusammenhängt, ist nicht zu sagen.“ Wir glauben dies mit ziemlicher Sicherheit erklären zu können: Die Nordseite war offenbar nicht, wie die ganze Südseite, durch Sprudelkalkfelsen überdeckt und geschützt, es ist infolgedessen hier sowohl das Tertiär als auch eine Menge Jura abgeschwemmt; zwei Mulden ziehen sich herab, in denen auch jetzt noch zeitweise Wasser läuft, unten am Hang liegen mehrere Meter mächtige Schwemmschichten vorwiegend Dogger α, vielfach aber auch Tertiär; ein Teil der Sande ist jedenfalls auch verweht worden, so fand man Warmwasserschnecken auch in dem Lößlehm der „Lehmgrube“ östlich Steinheim.

S. 35, oben: „Dort (in der Pharionschen Grube) stehen aber gar keine *Steinheimensis*schichten an, sondern die älteste Zone ist die mit *Gyraulus tenuis*.“ Zurzeit liegen die *Steinheimensis*schichten nicht offen, früher aber konnte man sie, ohne tief graben zu müssen, in der Nähe des Sprudelkalkfelsens auf der Nordseite der Pharionschen Grube sehen, auf dem *steinheimensis*, *tenuis* und *sulcatus* gefunden werden.

S. 35, unten: „Wahrscheinlich stammt sie“ — die Schokoladefarbe — „aus den Murchisonschichten des Klosterberges“: Es soll dies nicht für unmöglich erklärt werden, es ist aber zu bedenken einesteils, daß schokoladefarbene Schichten im Sylvanakalk häufig an Stellen vorkommen, wo keine Einwirkung von Murchisonschichten in Betracht kommen kann, z. B. in großer Ausdehnung im Teutschbuch, bei Zwiefaltendorf usw. und bei Hohenmemmingen, andernteils, daß vielleicht zur Zeit der Ablagerung der Kaltwasserschichten die Murchisonschichten noch gar nicht in die Höhe gehoben waren.

S. 65, unten: „Wahrscheinlich fallen die Schichten (am Knill) flach nach N, wie es die morphologischen Verhältnisse zeigen. Zu oberst stoßen die *Oxystoma*schichten an die horizontal gelagerten *Tenuis*kalke an, was nicht ohne Sprung zu erklären ist.“ Die Annahme eines Sprunges ist nicht nötig. Bei der Anlagerung der Schichten an einen Hang

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

und bei der ganz ungleichmäßigen Verwitterung und Abschwemmung der bald mehr als Sand-, bald mehr als Felsknauer ausgebildeten Schichten ist ein plötzliches Abbrechen der Felsblöcke und eine Anlagerung jüngerer Schichten unterhalb derselben nicht selten zu beobachten.

S. 68: „Die ζ-Kalke des Bürgel 540 m hoch..., daß es aber entweder inselförmig aus dem Tertiärsee herausragte, also vorher hochgepreßt wurde, oder nach Ablagerung des Tertiärs über die Höhen des höchsten Tertiärvorkommens gehoben wurde (630 m), beweist das Fehlen des Tertiärs auf seinem Gipfel (540 m), (vgl. die Berechnung bei 1)." Damit ist nichts bewiesen, denn am ganzen Bürgel-Galgenberg-Rücken wird man vergeblich nach ζ-Plattenkalk suchen, während tertiäre Sedimentbreccien dort vorkommen. Solche mit deutlich gerundeten Kalkbruchstücken wurden z. B. aus einem Acker südwestlich Punkt 545,6, ausgegraben.

S. 72: „Diese (jüngeren Süßwasserschichten) lagern im Nordteil (des Grot) auf zertrümmertem Malm ζ oder ε, während die älteren Süßwasserschichten an diesem abschneiden, d. h. zwischen der Ablagerung der älteren und jüngeren Schichten müssen tektonische Bewegungen stattgefunden haben"[37]). Ein triftiger Grund für diese Annahme liegt nicht vor, die Lagerungsverhältnisse sind hier ungeklärt, da Aufschlüsse fehlen. In der Fortsetzung (S. 72) sagt dann Klähn: „Im W wurde Tertiär von Gottschick bis 610 m Höhe nachgewiesen. Es schneidet scheinbar an einer etwa südnördlich streichenden Linie gegen Malm ζ ab, obschon man dies nicht mit voller Gewißheit sagen kann, da Lehm mit Kieselknollen die Grenze verdecken. Daß diese aber eine tektonische Linie ist, beweist das Vorkommen von *Gyraul. trochif.* bei den Feldlesmähdern in 630 m Höhe." Ein derartiger „Beweis" ist schlechterdings nicht stichhaltig. Das Gelände zwischen Vorderem Grot und den Feldlesmähdern steigt von dem Steilhang auf der Innenseite des Randes ganz langsam an. Die darauf abgelagerten Warmwasserschichten sind meist nur in einzelnen Felsknauern erhalten. Auf demjenigen Geländeteile (zwischen Feldlesmähdern und Vorderem Grot), auf dem in der Karte von Gottschick (Jahreshefte Nat. Württ., 1911, S. 497) und in der neuen Spezialkarte von Kranz 1923 kein Tertiär eingezeichnet ist, sondern „Lehm mit Feuersteinen" beobachtet wurde,

[37]) Vgl. auch seine „Paläontologische Methoden" 1923, S. 18.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

kann ganz wohl auch noch bis heute nicht gefundenes Tertiär liegen. Am Rande des Beckens, z. B. am Zangerberg, an der Schäfhalde usw. trifft man vielfach Feuersteinsplitter in die untersten breccienartigen Kalke eingebacken[88]); vielleicht rühren die Feuersteinsplitter zwischen Feldlesmähdern und Vorderem Grot z. T. auch von derartigen Breccien her. Da, wo auf den Karten von Gottschick und Kranz Tertiär eingezeichnet ist, liegt dieses durchaus nicht in zusammenhängenden Schichten beisammen, sondern meist nur in einzelnen, bald mehr, bald weniger weit auseinanderliegenden Felsknauern usw. Zur Annahme einer tektonischen Linie zwischen Grot und Feldlesmähdern liegt nicht der geringste Grund vor; das Tertiär ist eben auf dem sanft ansteigenden Rücken bald etwas mehr, bald etwas weniger verwittert und verschwemmt.

S. 85: „Die Schneckensande sind nach der Ansicht Fraas' und Brancas den Sprudelkalken angelagert, ruhen aber nach meinen Beobachtungen auf den letzteren." Die Ansicht von Fraas und Branca ist richtig; die Sande sind vielfach angelagert, selbstverständlich zum Teil auch aufgelagert. Einzelne kleinere Sprudelkalkfelsen saßen wurzellos auf den Sanden.

S. 111: „In den groben Breccien fehlen Versteinerungen, in den feineren kommen solche in mehr oder weniger guter Erhaltung vor. Doch sind stets Steinkerne vorhanden, da die Schalen aufgelöst sind." Beide Sätze treffen nicht immer zu; man kann bisweilen auch das Gegenteil beobachten.

S. 112: „Es entstand nun die Ansicht, als wenn ein terrassenförmiger Aufbau vorläge, wie dies Gottschick annimmt. D. h. doch, daß hier die Absätze eines vom Klosterberg herabstürzenden Gewässers vorliegen. Demnach wären die Sprudelkalke ein Äquivalent des Gehängetuffs", und S. 113: „Doch sind da immer die räumlichen Ausmaße größer als am Klosterberg, und vor allem tritt dann die Kaskadenform in die Erscheinung, was am Steinheimer Vorkommen nicht der Fall ist." Die Sprudelkalke auf dem

[88]) Es ist dies ein Beweis, daß die vielen Feuersteinsplitter, die man auf dem Albuch findet, z. T. wenigstens schon zur Miocänzeit offen herumlagen, an manchen Stellen trifft man heute noch die Feuersteinsplitter, die Reste der Feuersteinknollen des oberen Weißen Jura — mit einer gleichmäßigen Korngröße von nur ein paar Zentimeter in einer Mächtigkeit von 0,5—1,5 m so dicht gelagert, daß man sie als Schotter für die Waldsträßchen verwendet.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Steinhirt — westlich von dem Grundstück des Elsenhans an dem Wege Steinheim—Sontheim — sind stellenweise terrassenförmig gelagert. Die Quellen sind offenbar in verschiedener Höhe, zum Teil terrassenförmig, hervorgesprudelt. Es kann sich zum Teil auch — wenigstens an einzelnen Stellen — ganz wohl um Gehängetuff gehandelt haben; die vielen Moose, die allerdings nur da erhalten sind, wo die Sprudelkalke bis jetzt im Sand eingebettet waren, sprechen hierfür. Kaskadenform kann an einer Stelle des Steinhirt deutlich beobachtet werden; ein größerer Aragonitfladen liegt hier zunächst nur ganz leicht abwärts geneigt; alsdann fällt er plötzlich — aber immer vollständig zusammenhängend — steil abwärts und setzt sich hernach wieder mit nur ganz schwachem Gefäll fort. Leider ist der Aragonitfladen in neuerer Zeit ziemlich stark verwittert und teilweise abgesprungen, die Kaskadenform konnte man aber 1923 immer noch deutlich beobachten.

S. 130: „Blattreste gehören zu den größten Seltenheiten, so daß Verkohlungsprozesse ausscheiden bei den Steinheimer Ablagerungen." In neuerer Zeit wurden, nachdem man schon vorher einzelne Platten mit Blattresten gefunden hatte, in ziemlich großer Ausdehnung Schichten angegraben, die zahlreiche Reste von verkohlten Pflanzen (*Podogonium*, Laubholzblätter, Characeen u. dgl.) aufweisen.

S. 151: „Für niedere Temperatur spräche auch das Fehlen des Quarzes in den Kieselschichten." Ganz fehlt Quarz nicht in den Kieselschichten, vereinzelt findet man auch Quarzausscheidungen. —

Als Grundlage für KLÄHNs Abhandlung über die Tektonik des Steinheimer Beckens hätte man eine scharfe Unterscheidung tektonisch bzw. vulkanisch entstandener Gesteine — wie z. B. der echten Jura-Griese — und ähnlicher Sedimentgesteine — der tertiären Breccien- und Konglomeratschichten — erwarten dürfen, möglichst auch die Trennung der ersteren vom unvergriesten Jura; Beobachtungen der letzten Jahre hatten eine solche Scheidung ermöglicht. Karte 1 von KLÄHN (S. 29) entspricht dieser Erwartung nicht. Für tektonische Zwecke ist seine Eintragung von „vergriestem Malm ε und ζ" unbrauchbar, die amtliche Spezialaufnahme 1923 (zur II. Aufl. Bl. Heidenheim) ergab auch hier ein ganz anderes Bild.

KLÄHN scheint zu glauben, daß die Wasserzufuhr im Steinheimer Becken in der Hauptsache aus den warmen Quellen kam. Es mußte jedoch sofort nach Entstehung

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

eines solchen Kessels das Oberflächenwasser von der umgebenden Albhochfläche dieser neuen Depression zufließen, soweit es nicht in Karstklüften versank. Die Füllung des Ries-Sees mag so etwa 90 bis 100 Jahre in Anspruch genommen haben[39]), der sehr viel kleinere Steinheimer See hat wohl kaum längere Zeit benötigt. Es ist stark zu bezweifeln, daß mehr Wasser aus den warmen Quellen empordrang, als Tagewässer zuflossen, und der Zufluß letzterer mußte wohl auch die von KLÄHN angenommenen Austrocknungsperioden erheblich einschränken.

VI. Nachwort von W. KRANZ.

In einer früheren Veröffentlichung hatte KLÄHN[40]) 1914 einige meiner älteren Arbeiten[41]) in einer Art kritisiert, daß ich eine Auseinandersetzung für zwecklos hielt, zumal VAN WERVEKE[42]) einige seiner stärksten Irrtümer usw. erledigte. Auch war bereits früher sachlich auseinandergesetzt worden, was in jenem Fall zu sagen war[43]). Nachdem KLÄHN nunmehr auch in der Abhandlung 1922 über das Steinheimer Becken die gleichen Methoden fortsetzt, halte ich es für meine Pflicht, die Art dieser Methoden an einigen Beispielen kurz zu beleuchten.

KLÄHN erklärt (S. 27 u. 48) die Profile bei HILGENDORF, SANDBERGER, BRANCA, E. FRAAS und mir als „zum Teil nicht genau" usw., wobei er „vor allem an das Profil der Koppschen Grube denke". Hierzu soll nach KLÄHN außer der Zeichnung von BRANCA und FRAAS (1905, S. 25), welche angeblich „die Schichten sehr ungenau fassen", „eine wenig exakte Skizze" von mir existieren. Ich stelle fest, daß ich überhaupt noch keine Skizze der Koppschen Grube veröffentlicht habe!

Sodann soll ich nach KLÄHN (S. 61 und 79) die „Strahlenkalke"[44]) in einer Weise als „Bomben" bezeichnet haben,

---

[39]) A. FRICKHINGER, Der Ries-See; 36. Ber. Nat. Ver. Schwaben-Neuburg 1904, S. 83—101. — KRANZ, Zentralbl. f. Min. usw. 1920, S. 386.

[40]) Die Geologie der Umgebung von Kolmar, I.

[41]) Bes. N. Jahrb. f. Min. usw. 1908, Beil. Bd. 26, S. 44—91, Taf. IX.

[42]) Mitt. d. Geol. Landesanst. Els.-Lothr. X, 2, 1916, S. 119—125, 139—149, namentlich Anm. 2 S. 125.

[43]) Mitt d. Geol. Landesanst. Els.-Lothr. VII, 2, 1909, S. 155 bis 166. — Centralbl. f. Min. usw. 1911, S. 28 f., 262 f. — Monatsbericht d. Deutsch. Geol. Ges. 1912, S. 349 f.

[44]) „Druckfiguren"; vgl. BRANCA und FRAAS 1905, S. 36—38.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

die den Eindruck erweckt, ich dächte an echt vulkanische Bomben. Daß davon „natürlich keine Rede sein kann", geht aus meinen Darlegungen (1914, S. 94 und 110) klar hervor: „Ein anderer Teil des Sprengmaterials fiel in Form von Kalksplittern, größeren Kalkblöcken und einzelnen Brocken mit strahlenförmigen Druckfiguren auf die Beckenränder". Mit demselben Recht könnte man den Eindruck erwecken, ich hätte auch die Kalksplitter, Kalkblöcke, ebenso wie die verdrückten Kalke für echt vulkanische Bomben gehalten. Auf die Entstehung dieser herausgesprengten Strahlenkalke ging ich überhaupt nicht ein[45]).

Nach KLÄHN (S. 80) soll ich meinen, auf Untersuchungen HAUSSMANNS fußend, daß ein Magmareservoir unter dem Steinheimer Becken zu tief gelegen haben „muß", um überhaupt für eine lakkolithische Hebung in Frage zu kommen; HAUSSMANN drücke sich aber vorsichtiger aus. Die betreffende Stelle in meiner Abhandlung 1914 (S. 100) lautet nach wörtlicher Anführung der Ansicht von HAUSSMANN: „Sicherlich müssen die vulkanischen Erscheinungen auch hier von einem (heute erstarrten) Magmareservoir ausgegangen sein; dies scheint mir aber nach den Messungen von HAUSSMANN so tief zu liegen, daß es für lakkolithische Hebung nicht in Frage kommt."

[45]) Vgl. dazu BENTZ a. a. O. 1923, S. 103. — Eine Deutung der Strahlenkalke wird in den Begleitworten von Bl. Heidenheim 1924 versucht.

[Manuskript eingegangen am 15. März 1924.]

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Zur Geologie der Hochfellngruppe im Chiemgau.

Von Herrn † Hans v. Wolf.

Innsbruck, den 1. Dezember 1924.

Im Jahre 1910 hat Johannes Böhm in dieser Zeitschrift (Mon.-Ber. Band 62, S. 717) einen kurzen Aufsatz über den Hochfelln veröffentlicht; seitdem ist nichts mehr über dieses Gebiet erschienen. Anläßlich von Aufnahmen für die geol. Ausgabe von Blatt Reit i. W. 1 : 100 000 habe ich in den Jahren 1922—24 die südliche, auf Blatt Dürnbachhorn der topogr. Karte 1 : 25 000 dargestellte Hochfellngruppe mehrmals besucht. Einige Beobachtungen, die teilweise mit denen Böhms nicht übereinstimmen, seien im folgenden kurz mitgeteilt.

Karten: Topogr. Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt 819 Dürnbachhorn.

Topogr. Atlas von Bayern 1 : 50 000 Blatt 93-West Reit i. W.

Stratigraphische Bemerkungen. Auf engem Raume zusammengedrängt findet sich im besuchten Gebiet die Schichtfolge Wettersteinkalk bis Neokom, mit transgredierendem Cenoman an den zur Urschlauer Ache abfallenden Gehängen. 2 W—O streichende Wettersteinkalkzüge queren das Eschelmoostal: Der eine unmittelbar nördlich der Eschelmooosalm, der andere 1 km weiter nördlich an der Wasserscheide gegen die Weißache. Beide Züge sind von tektonisch stark zugeschnittenen Raibler-Säumen umgeben, von denen der südliche östlich der Furche schnell im Gehänge verschwindet, während der nördliche, der noch die Schichtfolge Sandsteine — Kalke — Dolomite — Rauhwacken erkennen läßt, stark verschmälert über den „Alabasterbruch" zur Scharte südlich des Thoraukopfes zieht und hier unter den Schutt der Thoraualm untertaucht. Der Hauptdolomit ist entlang den größeren Störungslinien fast überall in eine Reibungsbrekzie verwandelt und wird dadurch außerordentlich ähnlich gewissen ganz aus Dolomitmaterial bestehenden Cenomanbrekzien (s. u.), so daß eine

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Unterscheidung manchenorts sehr erschwert ist. Wo das Eschelmoossträßchen nach Abzweigung des Röthelmoosweges scharf zu steigen beginnt, finden sich im Hauptdolomit eingelagert Partien grünlicher Schiefer, wie sie schon von verschiedenen Punkten nahe dem Alpenrande beschrieben wurden (vgl. die Zusammenstellung bei M. Richter, Mon.-Ber. Band 75, 1923 S. 198 ff.). Böhm erwähnt das Fehlen von Kössenerschichten in der Umgebung des Hochfelln selbst; im südlichen Gebiet kommen sie in zwei Zügen vor, von denen der nördliche den bei der Eschelmoos-Diensthütte mündenden Graben erfüllt, während der südliche von der Eschelmoosklause zur Haaralm hinaufzieht und sich, immer schmäler werdend und tektonisch stark zerstückelt, östlich bis zur Tannbergalm verfolgen läßt. Der mit den Kössenern eng vergesellschaftete Lithodendronkalk lieferte keinerlei liasische Fossilien, so daß er mit Böhms „Lias in der Fazies des Dachsteinkalks" wohl nicht gleichgesetzt werden kann; immerhin wäre es möglich, daß er ähnlich dem Rofan-Riffkalk in den Lias hinaufreicht. Bemerkenswert ist, daß dieser Kalk z. T. an der Kössener — Liasgrenze, z. T. aber auch bereits innerhalb der Kössener auftritt. Es schien mir, als ob sich Kössener Schichten und Korallenkalk gegenseitig faziell vertreten können.

Nicht sicher bin ich mir über das Alter eines massigen, äußerlich hellen, im Anschlag rötlichen oder rötlich-gesprenkelten, z. T. ausgesprochen hellroten Kalkes, der in schmalen Zügen hauptsächlich an den Störungsgrenzen gegen den Hauptdolomit, und zwar meist eng verknüpft mit dem als Hasselbergmarmor ausgebildeten Oberjura auftritt. Er führt manchmal etwas Hornstein und Crinoidenbrekzie. Es lag zuerst nahe, ihn für eine besondere Ausbildung des Rhätkalkes zu halten; die Lagerung schien dem nicht zu widersprechen. Bei näherer Untersuchung zeigte sich aber, daß er von dem echten Rhätkalk, der innen niemals rötlich ist, im Gelände überall scharf getrennt ist, sei es durch Störungslinien, sei es durch zwischengelagerten Liaskieselkalk. Andererseits fand sich niemals Lias oder eine erkennbare Störung zwischen diesem Kalk und dem Dogger oder Oberjura. Profile Lias — innen rötlicher Kalk — Oberjura wurden z. B. am Südgrat des Gröhrkopfes (P. 1562) und am Haaralpschneid-W-Ausläufer gefunden, Lias — i. r. Kalk — roter Crinoidenkalk (wahrscheinlich Dogger) — Oberjura an der O-Kante der Haaralm, südlich des Haaralp-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

schneid-Ostgipfels. Danach scheint dieser Kalk am ehesten dem Oberen Lias anzugehören. Erwähnt sei noch, daß der Rhätkalk stets sehr reichlich Lithodendron führt, der rötliche Kalk nicht.

Von den brekziösen Bildungen am Nordgehänge des Urschelauer Tales erwähnt Böhm (S. 719), daß ein Teil dem Lias angehöre. Ich konnte nur zwei Arten von Brekzien unterscheiden: Reibungsbrekzien entlang den beiden großen Störungslinien (vgl. S. *70*) und Cenomanbrekzien. Nur ganz örtlich fand ich auf der Tannbergalm eine hier nicht einzureihende Bildung: Der Dogger-Crinoidenkalk, aus dem der von der Alm nach der Ortschaft Brand hinunterziehende Felssporn vor allem besteht, setzt sich als ganz schmaler, kaum wahrnehmbarer Zug nach W bis zu dem markanten Felskopf nördlich des d von Kratzelschneid fort. In diesem schmalen Zuge und am Felskopf tritt zusammen mit rotem und weißem Crinoidenkalk eine Hornsteinbrekzie auf, die sich von ihm nicht trennen läßt.

Die Kieselkalke des Lias und des tieferen Neokoms sind lithologisch einander sehr ähnlich, und es ist nicht leicht, eine Grenze zu ziehen, wenn sich beide Gesteine wie auf der Tannbergalm unmittelbar berühren. Neokomstücke sind äußerlich heller und glatter und zeigen nicht so viel schmutzig-bräunlich verwitternde Kalkspatadern wie der Lias; der Hornsteingehalt besteht zumeist aus einzelnen schwarzglänzenden Knauern, nicht Lagen. Die Grenze des Neokom gegen den Hasselbergmarmor ist meist scharf: nur an der Nordseite des Tannberg-Ostsporns treten über dem Marmor bunte Aptychen führende Kalke mit roten und grünen Hornsteinen auf, aus denen allmählich das Neokom hervorgeht.

Die Vielgestaltigkeit und der schnelle örtliche Wechsel des Cenomans sind wiederholt beschrieben worden. Es sind vorwiegend Trümmergesteine mit oft sehr großen, teils eckigen, teils gerundeten Komponenten, Brekzien und grobe bis feine Konglomerate, ferner splittrige Kalksandsteine und bräunlich-grünlich leicht zerfallende Mergel. Diese Cenomangesteine spiegeln in ihrer Zusammensetzung die unter ihnen anstehenden Formationen aufs deutlichste wieder. Da diese Muttergesteine z. T. ebenfalls brekziös sind, so ist die Unterscheidung mitunter sehr erschwert. Offensichtlich wurden auch mächtige Blöcke des anstehenden Gesteins ins Cenomanmeer gespült und treten heute inmitten des vielgestaltigen Komplexes auf. Typische Cenomanbrekzien erscheinen

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

massig, ungebankt und gröber als die älteren Brekzien, auch enthalten sie ab und zu kantengerundete Stücke; ein gutes Merkmal ist das häufige Vorkommen sandiger Zwischenmasse. „Fenster", in denen das ältere Gestein zutage tritt, sind nicht selten, z. B. südlich und nördlich der Linnermais-Hütte (Oberjura) oder bei der Stadelwand (Rhätkalk).

Man gerät hier leicht in Gefahr, die Ausdehnung des Cenomans zu überschätzen. Das gilt z. B. für das Gebiet nördlich vom Grundberg. Der ganze Hang östlich des Längauer Grabens besteht bis über 1200 m hinauf aus Dolomitbrekzien, deren Alter nicht ohne weiteres klar ist. Folgende Gründe sprechen aber dafür, daß echter Hauptdolomit vorliegt: Am W-Abfall des Lochköpfls und besonders auf der Nesselauer Schneid, wo sicher kein Cenoman mehr vorhanden ist, treten genau die gleichen Brekzien auf. Der Dolomit ist deutlich gebankt, und neben vorwiegenden brekziösen Lagen treten wiederholt solche ganz homogenen Gesteins auf. Wo Streichen und Fallen zu ermitteln ist, entspricht es dem allgemeinen Gebirgsbau. Nirgends treten echte Cenomangesteine auf. Schließlich wurde als Dolomit-Nordgrenze an einigen Stellen eine scharf ausgeprägte Störungslinie gegen den Oberjura festgestellt, welch letzterer hier ebenfalls brekziös ausgebildet ist. Die Obergrenze des zusammenhängenden Cenomangebiets nördlich und westlich der Urschelau liegt bei 1100—1150 m. Lose Stücke finden sich an den Abhängen der Haaralm bis 1300 m hinauf und künden von einer weit vorgeschrittenen Abtragung. Einzelne Fetzen mögen hier und da noch dem höheren Gehänge ankleben, z. B. liegt ein solcher 600 m nordwestlich der Linnermais-Hütte zwischen 1210 und 1250 m.

Bemerkungen zur Tektonik und Morphologie. An die beiden das Eschelmoostal querenden Wettersteinkalkzüge schließt südlich eine regelmäßige vom Hochgern herüberreichende Hauptdolomitmulde mit Lias im Kern an. Ein Bruch, wie ihn Böhm entlang dieser S-N-Furche annimmt (S. 719), ist demnach nicht vorhanden. Auf der Hochgernseite der Wasserscheide nördlich des Eschelmooses tritt nicht Lias, sondern Raibler Dolomit an den Wettersteinkalkriegel heran. Auch Böhms zweite Querstörung, der „Haaralpbruch", erscheint mir fraglich, schon der langen Erstreckung wegen. Gewiß ist das gleichmäßig steile Absinken aller östlichen Seitenäste des Hauptkammes von der Strohnschneid zur Haaralpschneid eine recht auffällige

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Erscheinung. Es müßte aber ein Bruch, der sich noch so im Gelände ausprägt, außerordentlich jung sein, und ich glaube eher, daß diese Abfälle morphologisch bedingt sind, d. h. Reste von Taltreppenstufen darstellen, die durch phasenweise Hebung aus dem allgemeinen Talnetz ausgeschaltet wurden. Dafür spricht auch der Umstand, daß die Liasmulde des Hochfellngipfels (vgl. Böhm S. 718) nach O an jener Querstörung abgeschnitten ist; würde es sich um einen Bruch handeln, so müßte sich die Mulde im abgesunkenen Gebirgsteil erst recht — da vor Erosion geschützter — fortsetzen. So ist es wahrscheinlicher, daß sie an einem Erosionsrande abschneidet. Wenn Böhm S. 719 bemerkt, daß der N-S-Kamm Hochfelln-Weißgrabenkopf-Haaralpschneid wegen seiner widerständigen Gesteine in hoher Lage verblieben sei, so muß dem auch widersprochen werden, da ja bei einem O—W gerichteten Streichen am Kamm derselbe bunte Wechsel zwischen härteren und weicheren Gesteinen auftritt wie weiter östlich. Das Stehenbleiben des hohen Gebirgsteils ist nur abhängig von Tiefe und Entfernung der Erosionsbasis.

Die oben erwähnte vom Hochgern herüberstreichende Mulde verbreitert sich östlich des Eschelmoostales bedeutend, quillt gleichsam auseinander und bildet eine Reihe steilstehender Falten mit Neokom im Kern. Die Entfernung von Hauptdolomit zu Hauptdolomit, im Eschelmoos etwa 900 m, beträgt 2 km, weiter östlich mindestens 1500 m, wobei die Muldengesteine nunmehr entlang OSO streichenden Störungslinien an den Dolomit grenzen, längs denen das Gestein vielfach zu einer Reibungsbrekzie zertrümmert wurde. Einen besonders eigenartigen Verlauf nimmt die nördliche Muldengrenze; 500 m östlich der Eschelmoosalm biegt der Rhätkalk, sich über den Hauptdolomit schiebend, fast rechtwinklig nach NNO um; nach etwa 600 m verschwindet er seinerseits unter dem mächtig von O andrängenden Oberliaskalk, und nun, nachdem kein Hindernis mehr da ist, quellen die jüngeren Gesteine aus der Muldenzone heraus und pressen sich, Raiblerschichten und Hauptdolomit flach überschiebend, den Graben hinunter, der in der NO-Ecke der Eschelmoosalm mündet. Kössener Schichten und Liaskieselkalk sind bei dieser Bewegung ausgewalzt worden. Im Graben kann man die Ueberschiebungsstirn bei 1150 m prächtig sehen, und ebenso liegt nördlich der Felsnase P 1319 flach SO fallender Jura auf Raiblerkalk. Nachdem die Muldengrenze so einen Sprung von 700 m nach N

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

gemacht hat, verläuft sie weiter in gerader OSO-Linie. Am Hauptkamm stehen die Schichten beiderseits der Grenze bereits saiger, und so bleibt es entlang der Nesselauerschneid. Eigentümliche Schuppungen und Verzahnungen treten am Hauptkamm und dort, wo der Weg Nesselau—Thorau die Schneid überquert, zwischen Hauptdolomit einerseits, den jüngeren Schichten andrerseits auf.

Die südliche Hauptdolomitgrenze rückt, der zunehmenden Muldenverbreiterung entsprechend, nach O entlang kleinen Querstörungen staffelweise nach S und erreicht bei der Urschelau das Tal. Einzelheiten sind im westlichen Abschnitt durch Schutt, im östlichen durch das die Gehänge verkleidende Cenoman meist verdeckt. Auch hier grenzt wie im N im wesentlichen der als Oberlias aufgefaßte Kalk an den Hauptdolomit. Entlang dem Urschelauer Achental erscheint die Muldenzone glatt abgeschnitten.

Die plötzliche Verbreiterung der Mulde und das Ueberhandnehmen der jungen Schichten östlich vom Eschelmoostal kann vielleicht so erklärt werden, daß hier ein tiefer abgesunkenes Stück Geosynklinale vorliegt, in dem eine entsprechend größere Anhäufung jüngerer Sedimente stattfand, denen bei der Auffaltung zwischen den sich verhältnismäßig starr verhaltenden Hauptdolomitsattelgebieten der Raum zu eng wurde, so daß auf den aus S wirkenden Druck hin der sperrende Rhätkalkzug zur Seite gedrängt wurde und ein seitliches Ueberquellen stattfand.

Das Cenoman liegt in einem bereits aufgerichteten und durchtalten Gebirge. Größere tangentiale Bewegungen scheinen seit seiner Ablagerung nicht mehr eingetreten zu sein. Die jungen Hebungen müssen bei der so verschiedenen Höhenlage des Cenomans als örtlich ungleich angenommen werden.

[Manuskript eingegangen am 4. Dezember 1924.]

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Neueingänge der Bibliothek.

Wetzel, W., Die Methoden der Geologie. Aus: Natur und Kultur, XVII. München 1920.
— Darstellung von Flußspat bei Zimmertemperatur. Aus: Centralblatt Min. Stuttgart 1921.
— Die Baustoffe des Schlosses Gottorf nach ihrer petrographischen und chemischen Beschaffenheit und Herkunft. Aus: Die Heimat 32. Kiel 1923.
— Sedimentpetrographische Studien. Aus: N. Jahrb. Min. B.-Bd. XLVII. Stuttgart 1922.
— El examen microscópico del caliche por métodos petrográficos abreviados. Aus: Caliche. Santiago de Chile 1923.
— Geologische Wanderungen in Schleswig-Holstein. I. Aus: Die Heimat 32. Kiel 1922.
— II. Wanderung in der Gegend von Ahrensburg-Trittau. Ebenda, 32. Kiel 1922.
— IV. Wanderung durch die Geestrücken um Hohenwestedt. Ebenda 33. Kiel 1923.
— V. Wanderung durch die Grundmoränenlandschaft und die Moorbecken südlich Kiels. Ebenda 33. Kiel 1923.
— VI. Zwischen Kieler Hafen und Eider. Ebenda, Kiel 1923.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 3/4. 1925.

Protokoll der Sitzung am 4. März 1925.

Vorsitzender: Herr KRUSCH.

Der Vorsitzende gedenkt der verstorbenen Mitglieder FRIEDRICH KATZER und CARLO DE STEFANI; die Versammlung erhebt sich zu ihrem Andenken.

Es wünschen der Gesellschaft als Mitglieder beizutreten:
Herr Professor GIOTTO DAINELLI in Florenz;
Herr cand. geol. ERNST STROBEL in Tübingen;
Herr cand. geol. JOSEF STEMMER in Tübingen;
Herr Baurat ADOLF KÜHNEL in Troppau (Č. S. R.);
Der Berg- und Hüttenmännische Verein in Charlottenburg;
Herr Professor Dr. WILHELM HALBFASS in Jena;
Herr Superintendent D. ARTHUR NEUBERG in Meißen, Sa.;
Herr Dr. H. v. PHILIPSBORN in Leipzig;
Herr Bergrat Dr. E. KOHL in Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Nach Vorlegung der Neueingänge für die Bücherei durch den Vorsitzenden spricht Herr **SCHEUMANN: „Über den eokambrischen Magmenstamm der sächsisch-thüringischen Gneisprovinz".**

Dazu ergreifen das Wort die Herren BERG, FINKH, ZIMMERMANN I, SCHLOSSMACHER, JOHNSEN und der Vortragende.

Es folgt der Vortrag von Herrn V. **PHILIPSBORN: „Über die Urlaugen im deutschen Salzgebirge".**

In der Erörterung sprechen die Herren BEYSCHLAG, FULDA, E. SEIDL, HARBORT, BRINCKMEIER, RINNE und der Vortragende.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Darauf macht Herr **RINNE** „**Bemerkungen über den Fließdruck von natürlichen Salzen**“.

An der Aussprache beteiligen sich die Herren JOHNSEN, FULDA, SCHIEWOLT, HARBORT und der Vortragende.

v. w. o.

DIENST. KRUSCH. SOLGER.

Protokoll der Sitzung am 1. April 1925.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und gibt das Ableben des Seniors der Gesellschaft, des Ehrenmitgliedes Professor Dr. HEINRICH ECK bekannt, von dessen wissenschaftlicher Bedeutung er ein ehrendes Bild entwirft.

Ferner hat die Gesellschaft den Tod von Professor Dr. EUGEN GEINITZ in Rostock, Geh. Bergrat HAAS in Siegen und von Markscheider MEYERS in Sulzbach sowie des Geh. Bergrats Professor Dr. phil. Dr. ing. h. c. AUGUST DENCKMANN in Berlin zu beklagen. Ihnen allen widmet der Vorsitzende Worte des Gedenkens.

Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Andenkens an die Verstorbenen.

Nach Vorlage der eingegangenen Bücher und Schriften erteilt der Vorsitzende das Wort Herrn **A. FUCHS** zu seiner „**Gedenkrede auf AUGUST DENCKMANN**“.

Herr **H. SALFELD** spricht über: „**Sedimentation und undatorische Bewegungen im nordwestdeutschen Becken zur jüngeren Jurazeit**“.

An der Aussprache beteiligen sich die Herren GRUPE, HAACK, WOLDSTEDT und der Vortragende.

Herr **HELLMERS** behandelt die „**Gauverwandtschaftlichen Beziehungen der rotliegenden Eruptivgesteine Deutschlands**“[1]).

Dazu sprechen die Herren BERG, FINCKH und der Vortragende.

---

[1]) Der Vortrag erscheint in den Abhandlungen der Gesellschaft.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Herr **W. KOEHNE** trägt vor: **„Über einige methodische Fragen der Grundwasserkunde“[2]).**

Dazu sprechen die Herren WEISSERMEL, FLIEGEL, GUIDO HOFFMANN und der Vortragende.

v. w. o.

BÄRTLING. DIENST. POMPECKJ.

Vorträge.

Einige methodische Fragen der Grundwasserkunde.

(Vortrag, gehalten in der Sitzung am 1. April 1925.)

Von Herrn WERNER KOEHNE.

(Mit 4 Textabbildungen.)

Die Untersuchung der Grundwasserbewegung durch regelmäßige Beobachtung des Grundwasserstandes ist noch verhältnismäßig neu; es lag in der Natur der Sache, daß man zu Beginn der Arbeiten weder über die zweckmäßigsten Verfahren, noch über die zu verfolgenden wissenschaftlichen und wirtschaftlichen Ziele volle Klarheit besitzen konnte, solche aber mehr und mehr gewonnen wird, je mehr die Erfahrungen auf diesem Gebiete gesammelt, durchdacht und verarbeitet werden.

Das zunächst am meisten in die Augen fallende Ziel bei Grundwasserstandsbeobachtungen ist der Nachweis von Schädigungen bei künstlichen Eingriffen in den Grundwasserstand. Ich möchte aber darauf an dieser Stelle nicht näher eingehen; die seit Jahrzehnten in Preußen in großem Umfange ausgeführten Grundwasserstandsbeobachtungen haben zum großen Teile derartigen Zwecken gedient. Seit 1907 gewannen auch Bestrebungen festere Gestalt, Grundwasserbeobachtungen für allgemeine wissenschaftliche

[2]) Siehe S. 75.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Zwecke unter besonderer Berücksichtigung landwirtschaftlicher Fragen einzurichten. Sie führten zunächst dazu, daß im Jahre 1912 Grundwasserstandsbeobachtungen in den Talniederungen zwischen Luckenwalde und Brandenburg eingerichtet und unter Leitung der Landesanstalt für Gewässerkunde weitergeführt wurden. Es wurden dort durchweg vorhandene, wenig benutzte Gebrauchsbrunnen wöchentlich einmal beobachtet. Diese Messungen sind heute noch, wenn auch in stark eingeschränktem Maße, im Gange. Im Jahre 1914 wurde dann ein allgemeiner Grundwasserbeobachtungsdienst eingerichtet; er untersteht der Landesanstalt für Gewässerkunde im Landwirtschaftsministerium; die örtlichen Dienststellen dafür sind die Kultur-Bauämter. Während der Kriegs- und Nachkriegszeit waren die zu überwindenden Schwierigkeiten so groß, daß man zufrieden sein mußte, wenn es gelang, diese Untersuchungen überhaupt aufrecht zu erhalten. Jetzt stehen wir vor der Aufgabe, sie in methodischer Richtung zu vervollkommnen und auszubauen. Hierzu dürfen wir uns nicht auf die einseitige Betrachtung beschränken, daß ein Teil des Niederschlags abfließt, ein anderer verdunstet, ein dritter versickert. Diese Betrachtung berücksichtigt nur einen Teil der Vorgänge, die sich in einem Gebiete in einem bestimmten Zeitraum abspielen und führt daher nicht zu klaren Erkenntnissen. Wir müssen nicht allein fragen, wo bleibt der Niederschlag?, sondern wir müssen vor allem fragen, welche Wasserbewegungen spielen sich in einem bestimmten Geländestück in einem bestimmten Zeitraum ab? Wir finden hier die Erscheinung des Abfließens, die teils oberirdisch, teils unterirdisch vor sich geht, und zwar auch in Zeiten, in denen gar kein Niederschlag fällt. Wir finden die Erscheinung der Verdunstung, die nicht nur frisch gefallenen Niederschlag betrifft, sondern auch vor sich geht, wenn kein Niederschlag fällt. Wir sehen die Erscheinung des Einsickerns von Wasser in den Boden, das in der lufthaltigen Gesteinzone teils als „Haftwasser" festgehalten wird, teils als „Sickerwasser" abwärts dringt, schließlich auf den über dem Grundwasserspiegel liegenden „Kapillarsaum" trifft und endlich der Sättigungszone einverleibt wird. Die Bezeichnung Sickerwasser ist nur für Wasser in der lufthaltigen Zone zulässig; das Wasser in der Sättigungszone des Untergrunds heißt Grundwasser.

Die Einnahmen durch Kondensation von Wasserdampf (innerer und äußerer Tau), die nicht meßbar sind, können

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

bei der Rechnung vernachlässigt werden, wenn wir sie von der Landesverdunstung von vornherein abziehen. Der Kürze halber soll aber von „Landesverdunstung" schlechthin gesprochen werden, ohne daß dieser Abzug jedesmal erwähnt wird.

Die aus dem Gebiet in der Zeitspanne (z. B. einem Monat) abfließende Wassermenge A entstammt teils dem gleichzeitig gefallenen Niederschlag N, teils dem im Gebiet aufgespeicherten Wasservorrat. Ferner geht dem Gelände auch durch die Verdunstung eine Wassermenge V verloren, die ebenfalls teils aus dem gleichzeitigen Niederschlag, teils aus dem Vorrat entnommen wird. Die teils durch den Abfluß, teils durch die Verdunstung aus dem zu Beginn des Zeitraums vorhandenen Wasservorrat entnommene Wassermenge sei mit B bezeichnet. Andererseits wird auch diesem Vorrat ein Teil des Niederschlags als Rücklage R zugeführt. Die Veränderung des im Gebiete aufgespeicherten Wasservorrats wird also durch R — B gekennzeichnet. Von der Einnahme des Gebiets N ist also die Ausgabe A + V abzuziehen, und es bleibt dann die Änderung des Vorrats R — B übrig; also ist

$$R - B = N - (A + V). \qquad \text{(Gl. 1)}$$

Diese Gleichung habe ich von Karl Fischer übernommen. Meist drücken wir diese Werte zahlenmäßig in Millimetern aus, d. h. wir denken uns die Wassermassen, um die es sich handelt, gleichmäßig über das ganze Abflußgebiet verteilt und messen dann ihre Schichtmäßigkeit in Millimetern.

Die Aufspeicherung R — B geht nun teils oberirdisch, z. B. als Schnee und Eis, vor allem aber unterirdisch vor sich. Auch die Aufspeicherung in Flüssen und Seebecken kann Bedeutung gewinnen. Man kann sie für sich berechnen, und es soll daher hier nur auf die Verhältnisse der Landflächen eingegangen werden. Die Oberfläche der Sättigungszone im Gestein ist der Grundwasserspiegel, wie man ihn in Brunnen und Schächten freilegen kann. Wird dieser um die Maßeinheit gesenkt, so wird dem Gestein eine Wassermenge entzogen, die wir als spezifische Wasserlieferung φ bezeichnen. (Specific yield nach Meinzer). Häufig scheint ein Wert von $\varphi = 0{,}2$ als ungefährer Durchschnitt annehmbar zu sein. Bei der Senkung des Grundwasserspiegels werden die Poren des Gesteins nicht vollständig von Wasser

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

entleert; φ darf daher nicht mit dem Porenvolumen des Gesteins verwechselt werden, sondern weicht bei Sand etwas und bei Ton sehr stark davon ab. Wir brauchen also diesen Wert φ, um den Betrag der Grundwasserstandsänderungen in reine Wasserhöhe umrechnen und so mit den Zahlen für Niederschlag, Abfluß und Verdunstung unmittelbar vergleichen zu können. Bezeichnen wir einen Grundwasseranstieg mit $+h$, ein Fallen mit $-h$, so sind die Aenderungen des Wasservorrats in der Sättigungszone gleich $\pm \varphi . h$.

Recht große Bedeutung besitzen auch die Veränderungen der Wassermengen in der lufthaltigen Zone. Z. B. geht aus Zahlen, die Mitscherlich von der obersten 2 m starken Bodenschicht einer Düne angibt, hervor, daß dort von Mitte April bis gegen den Herbst eine Abnahme des Wassergehalts eintrat, die einer Wassersäule von rund 80 mm Höhe entspricht. Es sind also etwa zwei mittlere Monatsniederschläge erforderlich, um diesen Verbrauch wieder auszugleichen. Bei der Berechnung des Wasserhaushaltes fassen wir die Speicherung in der lufthaltigen Zone des Untergrundes mit derjenigen in Schnee und Eis zusammen und bezeichnen sie als L, wobei unter L die Aenderungen der Wassermasse von Anfang bis Ende eines bestimmten Zeitraumes zu verstehen sind.

Die Veränderung des Wasservorrats in beiden Zonen zusammen wird also durch $\varphi . h + L$ gekennzeichnet. Für die Landflächen kann man $\varphi . h + L = R - B$ setzen. Wir erhalten also nun statt Gleichung 1:

$$\varphi . h + L = N - A - V$$
$$\varphi . h = N - A - V - L \qquad \text{(Gl. 2)}$$

Das ist die Grundgleichung der Grundwasserkunde[1]), deren sechs Werte allerdings noch in keinem Falle zugleich gemessen worden sind, so daß wir uns heute noch mit Annäherungen begnügen müssen. Ich möchte nun zunächst ein Beispiel vorführen und dabei an eine Untersuchung anzuknüpfen, die noch Hermann Keller, der Altmeister der Gewässerkunde, vor etwa zehn Jahren ausgeführt hat. Das Beispiel behandelt das Havelgebiet bis Rathenow im Zeitraum 1902 bis 1910. In der nachstehenden Zahlentafel sind die monatlichen Durchschnittszahlen aus diesem Zeitraum zusammengestellt (vgl. auch Abb. 1).

[1]) Eine Zusammenstellung der wichtigsten Abkürzungen und Formeln befindet sich am Schluß.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Es ist dabei das Abflußjahr der Gewässerkunde zugrunde gelegt, das am 1. November beginnt.

Die Monatswerte des Durchschnittsjahres sind durch einen beigefügten Strich von denjenigen des Einzeljahres

Havelgebiet bis Rathenow (mm):

1902—1910	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Wint.	So.	Jahr
Niederschlag N′ (nach KELLER) . . .	43	38	37	36	35	40	54	54	86	67	52	35	229	348	577
Verdunstung 1,3 V'_w	13	10	12	14	28	47	70	71	67	60	40	22	124	330	454
Abfluß A′ (nach KELLER)	7	10	12	13	16	15	13	8	7	7	7	8	73	50	123
N′ — 1,3 V'_w — A′	+ 23	+ 18	+ 13	+ 9	— 9	— 22	— 29	— 25	+ 12	0	+ 5	+ 5	+ 32	— 32	0
Σ (N′ — 1,3 V'_w — A′)	+ 23	+ 41	+ 54	+ 63	+ 54	+ 32	+ 3	— 22	— 10	— 10	— 5	0	—	—	—

unterschieden. Der Jahresniederschlag im Durchschnittsjahr ist 577 mm, der Abfluß nach den Abflußmengenmessungen 123 mm. Die Veränderungen des unterirdischen Wasservorrats sind nun erfahrungsgemäß von Jahr zu Jahr teils positiv, teils negativ; ihre Summen in einem längeren Zeitraum sind daher im Vergleich zu den Summen der Niederschläge und der abgeflossenen und verdunsteten Massen nur gering. Hätten sie in dem Zeitraum 1902 bis 1910 größere Beträge erreicht, so wäre das zweifellos bemerkt worden. Also sind h und L von Beginn bis Ende des Zeitraumes von 1902 bis 1910 nur gering gewesen, so daß sie bei der Division durch die Zahl der Jahre (9) nahezu gleich 0 werden und daher im Durchschnittsjahr ohne wesentlichen Fehler vernachlässigt werden können. Setzt man also im Durchschnittsjahr h und L gleich O, so nimmt die Grundgleichung 2 die Form an: $N - A - V = O$, also $V = N - A$ (Gl. 3). In unserem Beispiel wird also $V = 577 - 123 = 454$ mm. Die Jahressumme der Verdunstung haben wir also; aber wie verteilt sie sich auf die einzelnen Monate? Um das zu ermitteln, habe ich mir die Verdunstungsmessungen zunutze gemacht, die in Potsdam mittels einer

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

in einer Beobachtungshütte aufgestellten Wasserschale, der sogenannten WILDschen Schale, seit vielen Jahren ausgeführt worden sind. Aus diesen Messungen habe ich die Mittelwerte für die einzelnen Monate berechnet. Beim Vergleich dieser Zahlen mit zahlreichen Grundwasserbeobachtungen, den ich ausgeführt habe, hat sich nun herausgestellt, daß sich die Landesverdunstung in der weiteren Umgebung von Berlin im allgemeinen in ganz ähnlicher Weise auf die einzelnen Monate verteilen muß, wie diese Durchschnittswerte von Potsdam. Allerdings sind diese Potsdamer Werte zu niedrig, weil die WILDsche Schale in der sog. „Hütte" steht. Ihre Jahressumme beträgt nämlich nur 351 mm, während die Verdunstung im Havelgebiet, wie wir gesehen haben, durchschnittlich 454 mm beträgt. Diesem Mangel können wir dadurch abhelfen, daß wir die Potsdamer Werte mit 1,3 multiplizieren. Wir erhalten dann Zahlen, die befriedigend der Landesverdunstung entsprechen[2]). (Zeile 2.)

In Abbildung 1 stellt nun die oberste Linie die durchschnittlichen Niederschläge von Monat zu Monat dar. Die Abstände von dieser Linie zur nächsten entsprechen der Verdunstung und die Abstände wiederum zur nächsten Linie dem Abfluß, wie er auf Grund der Abflußmengenmessungen in der Havel bis Rathenow von KELLER festgestellt worden ist. Diese untere Linie zeigt also an, wieviel Wasser dem Havelgebiet in jedem Monat verbleibt, wenn man vom Niederschlag die Verdunstung und den Abfluß abzieht.

Gehen wir von dem Ende Oktober im Havelgebiet vorhandenen Wasservorrat aus, so sehen wir, daß im November eine Wassermasse dem Gebiet verblieben ist, die auf dies gleichmäßig verteilt, eine Wasserschicht von 23 mm Mächtigkeit ergeben würde. Im nächsten Monat kommen nochmals 18 mm dazu, so daß der Überschuß nun schon $23 + 18 = 41$ mm beträgt. Zeile 5 und Abb. 1 b zeigen den Gang des so berechneten unterirdischen Wasservorrates. Ende Februar ist er auf 63 mm angewachsen. Ein beträchtlicher Teil dieser Wassermenge ist inzwischen beim langsamen Hinabsickern am Grundwasserspiegel angelangt und hat diesen angehoben. Dann nimmt der Wasservorrat wieder ab, und zwar in der Hauptwachstumszeit der

[2]) Zur Vermeidung von Mißverständnissen sei bemerkt, daß dies Verfahren zur Ermittlung der Landesverdunstung nur als ein vorläufiges anzusehen ist.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

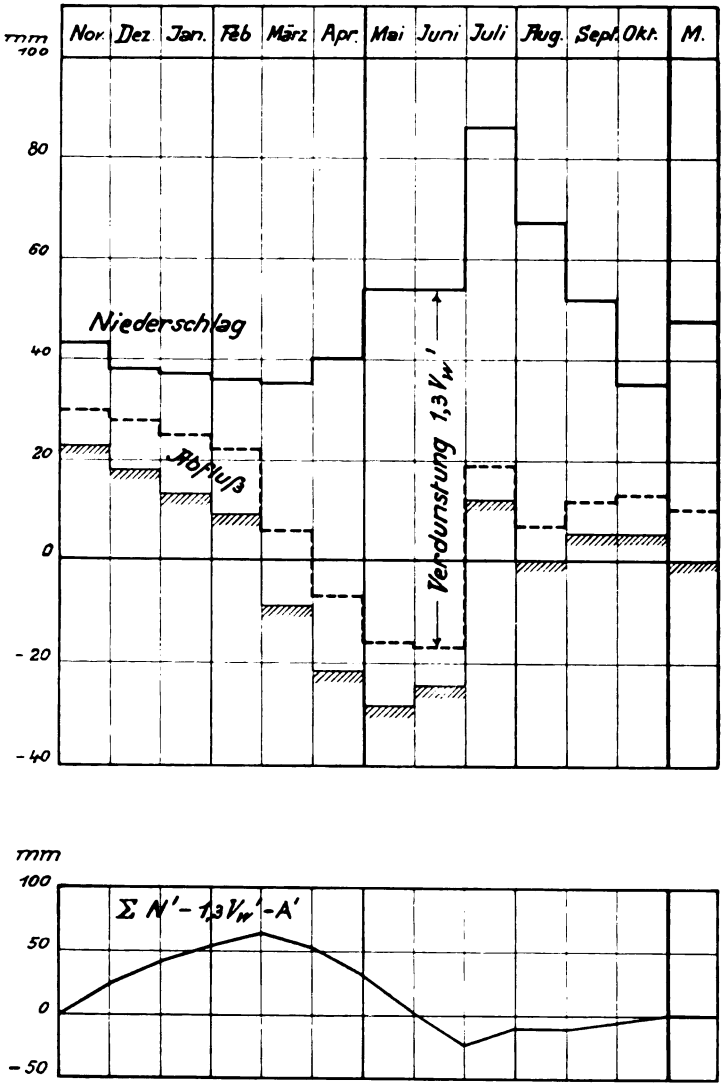


Abb. 1. Havelgebiet bis Rathenow 1902—1910.
1a (oberes Bild). Veranschaulichung von Zeile 1—4 der vorstehenden Zahlentafel (S. 79).
1b (unteres Bild). Nach Zeile 5 der Zahlentafel jahreszeitlicher Gang des unterirdischen Wasservorrats im Durchschnittsjahr, entstanden durch fortlaufende Addition der Werte von $N' - 1{,}3V'_w - A'$. Das Summenzeichen Σ in der Abbildung bezieht sich auf alle 3 Glieder.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Pflanzen recht schnell. So ist er Ende Juni um 22 mm unter den als Nullinie angenommenen Betrag des Oktoberendes gefallen. Die reichen Niederschläge des Juli helfen dem unterirdischen Wasservorrat nochmals etwas auf, bleiben aber meist als Haftwasser in der ausgetrockneten, lufthaltigen Zone. Auch im August und September kommt noch ein kleiner Überschuß dazu, der den Boden weiter mit Wasser anreichert, so daß dann die Novemberüberschüsse wieder bereits mehr dem Grundwasser zugute kommen können.

Leider verfügen wir aus dem Zeitraum, in dem die hier verwerteten Abflußmengenmessungen ausgeführt worden sind, nicht über so viele Grundwassermessungen, daß wir die durchschnittliche Schwankung von Monat zu Monat zahlenmäßig berechnen könnten. Noch viel weniger stehen uns unmittelbare Messungen der jeweilig in der lufthaltigen Zone des Untergrundes aufgespeicherten Wassermassen zur Verfügung. Aber wir wissen auf Grund zahlreicher Beobachtungen doch schon soviel über diese Dinge, daß wir sagen können: Wenn wir die unterirdisch aufgespeicherten Wassermassen im Havelgebiet hätten genau messen können,

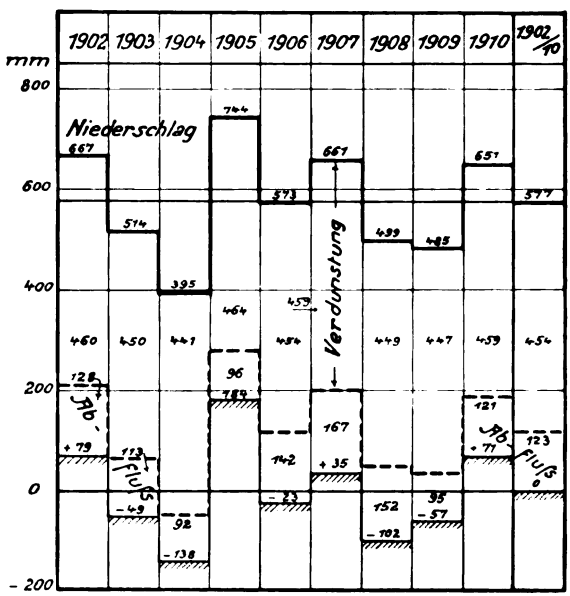


Abb. 2a. Havelgebiet bis Rathenow.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

so würde sich ein ganz ähnliches Bild ergeben, wie es die Abb. 1 b zeigt.

Der Gang von Jahr zu Jahr ist nach den von KELLER berechneten Zahlen in Abb. 2 a veranschaulicht. Die oberste Linie zeigt die Jahresniederschläge von 1902 bis 1910 im Havelgebiet bis Rathenow. Davon ist zunächst die Verdunstung und dann der gemessene Abfluß abgezogen, und es ergibt sich so aus $N - V - A$ die Speicherung $\varphi . h + L$. Die Zu- und Abnahme des Vorrats über dem Grundwasserspiegel L kann hier vernachlässigt werden, da dieser Vorrat um den 1. November meist ziemlich gleich sein wird[3]); denn seine großen Schwankungen spielen sich in den Sommermonaten ab. Wir können also die berechneten Werte von $N - V - A = \varphi . h$ setzen. φ habe ich auf $1/4$ eingeschätzt. Ich habe diese Werte also mit 4 multipliziert und so die gedachten Hebungen und Senkungen des Grundwasserspiegels in jedem Monat erhalten. Sie

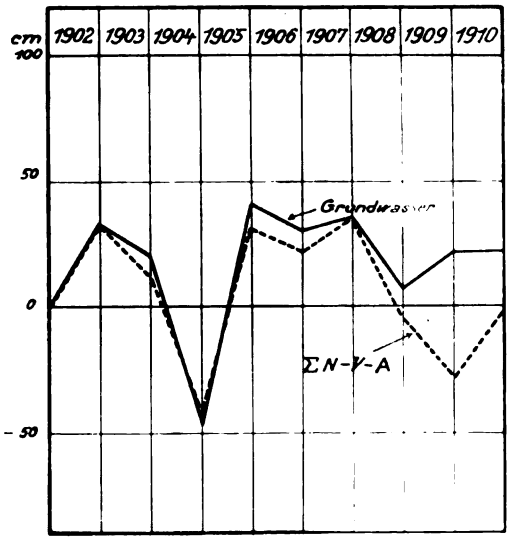


Abb. 2b. Havelgebiet bis Rathenow.

Die ausgezogene Linie ist nach Grundwasserbeobachtungen gezeichnet, die gestrichelte ist durch fortlaufende Addition der Werte für $N - V - A$ entstanden. Das Summenzeichen Σ in der Abbildung bezieht sich auf alle 3 Glieder.

[3]) Genaueres darüber könnten erst jahrelange Messungen ergeben, die noch nirgends ausgeführt sind.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

sind in Abb. 2b zu einer Linie des gedachten Grundwasserverlaufs zusammengesetzt.

Um nun ein Bild vom wirklichen Grundwasserverlauf zu gewinnen, habe ich aus den Beobachtungen von sechs Meßstellen im unteren Haveltal berechnet, wie sich im Durchschnitt der Grundwasserspiegel in jedem einzelnen Jahr von 1. November zu 1. November gehoben oder gesenkt hat. Der Vergleich dieser beobachteten mit den gedachten Grundwasserstandsschwankungen ergibt nun bis 1908 eine Übereinstimmung (Abb. 2b), die erstaunlich ist, wenn man bedenkt, wie viele Annahmen ziemlich willkürlicher Art für die Abschätzung des unterirdschen Wasservorrats gemacht werden mußten. Diese Übereinstimmung läßt uns hoffen, daß wir mit unseren heutigen Methoden der Wahrheit nahekommen, und daß sie, wenn demgemäß die Beobachtungen durchgeführt werden, auch zum Ziele führen müssen.

Das vorgeführte Beispiel zeigt als eines unter vielen, daß Abfluß und Verdunstung nicht dem Niederschlag verhältnisgleich sind. Es hat daher für die Grundwasserkunde gar keinen Zweck, sie immer wieder, wie es oft geschieht, in Prozente des Niederschlages umzurechnen. Dies alte Verfahren hat die klare Erkenntnis der Zusammenhänge aufgehalten und wird daher in der Grundwasserkunde am besten vermieden.

Die ein geschlossenes Abflußgebiet betreffenden Untersuchungen erfordern jedesmal einen großen Aufwand an Messungen der Abflußmengen, Grundwasserstände und des Wassergehalts in der lufthaltigen Zone des Gesteins und werden daher nur langsame Fortschritte machen. Es ist das sehr bedauerlich; denn die Bestimmung der sechs Werte der Gleichung 2, Niederschlag, Abfluß, Verdunstung, Grundwasseranstieg, Aufspeicherung oberhalb des Grundwassers und spezifische Wasserlieferung bietet den einzigen wissenschaftlich einwandfreien Weg zum Vergleich von Niederschlag und Grundwasserstand. Dieser einwandfreie Weg kommt aber in absehbarer Zeit wegen des damit verbundenen großen Aufwandes nur für wissenschaftliche Sonderuntersuchungen, nicht aber für allgemeine Anwendung in Betracht. Man muß sich aber ständig mit Vergleichen von Grundwasserstand und Niederschlag befassen. Alljährlich wird in zahlreichen Fällen bei Arbeiten der Landesanstalt für Gewässerkunde, anderer wissenschaftlicher Anstalten, der Kultur-Baubehörden, der Wasserbauverwaltung,

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

der Wasserwerksbetriebe u. a. m. die Frage berührt, ob die Grundwasserstände Abweichungen vom gewöhnlichen Verhalten gezeigt haben und ob diese Abweichungen durch die Niederschläge zu erklären sind oder ob noch andere Einwirkungen, z. B. Änderungen der Vorflut, Grundwasserentnahmen usw. eine Rolle spielen. Man hat sich nun in der Praxis in der Regel damit beholfen, Grundwasserstände und Niederschläge in Tabellen oder Zeichnungen nebeneinander zu stellen und dann in mehr oder minder gefühlsmäßiger Weise daraus Schlüsse zu ziehen. Dies Verfahren ist aber ganz unzulänglich; man kommt damit nicht aus.

Es schien mir daher angezeigt, einen Mittelweg zwischen dem gefühlsmäßigen Vorgehen und dem vorläufig noch meist unerreichbaren Ideal zu suchen. Ich habe mich daher entschlossen, rohe Verfahren auszuarbeiten, die nur annähernd richtige Werte geben können und sollen. Sie haben dafür den Vorzug, daß ihre praktische Anwendung einfach und anschaulich ist. Man könnte sie noch verfeinern; es fragt sich aber, ob es Zweck hat, solche Methoden, die ihrem logischen Aufbau nach nur roh sein können, verfeinern zu wollen und ihnen dabei den Vorzug der Einfachheit zu rauben. Ich habe auch, soweit es mir möglich war, geprüft, ob die Fehler, die bei diesen Verfahren entstehen müssen, in für die Praxis erträglichen Grenzen bleiben, und ich glaube diese Frage bejahen zu dürfen, wenn man von diesen Verfahren nicht zu viel erwartet.

Zur Ausarbeitung solcher Verfahren müssen zunächst die Beziehungen zwischen h und N untersucht werden. Als Beispiel diene die Abbildung 3; hier sind als Ordinaten die Niederschlagssummen von je zwei Monaten, also Januar + Februar (2), März + April (4) usw. von Beelitz eingetragen. Leider fehlen sie von einigen Jahren. Die zugehörigen Aenderungen des Grundwasserstandes sind in der Weise berechnet, daß der durchschnittliche Grundwasserstand des Februar mit demjenigen des Dezember, der Grundwasserstand des April mit demjenigen des Februar usw. verglichen worden ist; die so erhaltenen Werte für das Steigen (+) und Fallen (—) des Grundwasserspiegels sind als Abszissen eingetragen, und zwar in $^1/_5$ des Maßstabes der Ordinaten. Bei den einzelnen Punkten ist außer den Monaten (z. B. 2 für Januar + Februar) noch die Jahreszahl angegeben (14 für 1914). Die Punkte für

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Januar + Februar, November + Dezember liegen in der Regel rechts von der senkrechten Achse; es sind die Monate des Grundwasseranstiegs. Die übrigen Punkte liegen meist weiter links; es sind die Monate des Grundwasserabfalls.

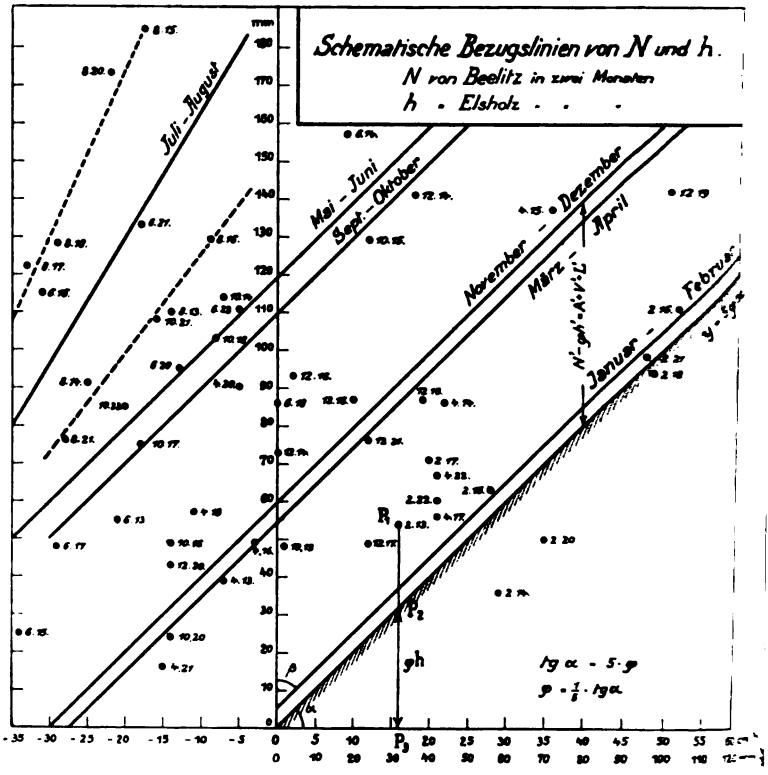


Abb. 3. Verschiedene Wirkung der Niederschläge in den verschiedenen Jahreszeiten. Die Niederschläge N sind von unten nach oben, die Hebungen des Grundwasserspiegels + h von der senkrechten Achse aus nach rechts, die Senkungen — h nach links aufgetragen. Die Punktschar für Juli + August (8) zerfällt in zwei Gruppen, die durch punktierte Linien angedeutet sind. (Durch den O-Punkt ist eine Gerade so gelegt, daß die Ordinate jedes ihrer Punkte gleich $\varphi \cdot h$ ist. Sie geht offenbar den Bezugslinien annähernd parallel. Die Schlußfolgerungen aus diesem Verhalten werden in einer in Vorbereitung befindlichen Abhandlung dargelegt.)

Es ist nun versucht worden, die durchschnittliche Lage der Punkte in den einzelnen Jahreszeiten durch Linien („Bezugslinien") zu veranschaulichen; diese konnten aber zu-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

nächst nur ganz schematisch gelegt werden; denn zu ihrer genauen Festlegung ist eine sehr viel längere Beobachtungsdauer erforderlich. Die einzelnen Punkte entfernen sich beträchtlich von der Durchschnittslage. Es liegt das unter anderem vor allem daran, daß längere Zeit vergeht, bis die eingesickerten Niederschläge bis zum Grundwasserspiegel abgesickert sind. Es wird sich daher in vielen Fällen empfehlen, den Zeitraum, dessen Niederschläge gemessen werden, etwas vorzuschieben. Doch verbleibt auch dann eine beträchtliche Streuung der Punkte, Es kommt noch hinzu, daß die Niederschlagsmeßstelle 7 km von der Grundwassermeßstelle entfernt liegt, also die gemessenen Niederschläge für diese nicht genau zutreffen können; endlich können auch Schwankungen der Verdunstung und des Abflusses eintreten. Immerhin ist eine gewisse Gesetzmäßigkeit doch schon zu erkennen.

Die Abildung zeigt klar, wie verschiedenwertig die Niederschläge der verschiedenen Jahreszeiten für den Grundwasseranstieg sind. Im Juli + August (8) vermögen selbst reichlichere Niederschläge den Fall des Wasserspiegels nicht aufzuhalten. Es wären hier mindestens etwa 150 mm, in der Regel aber sehr viel mehr nötig, um den Grundwasserspiegel im Gleichgewicht zu halten. Dem Betrag des Fallens scheint aber eine gewisse Grenze gesetzt zu sein, die auch bei sehr geringen Niederschlägen nicht überschritten wird.

Im Mai + Juni (6) vermögen schon Niederschläge von durchschnittlich etwa 120 mm den Grundwasserspiegel im Gleichgewicht zu halten, ungewöhnlich reichliche wie im Jahre 1914 ihn zum Steigen zu bringen.

Ähnlich verhält es sich im September + Oktober. Zu Beginn des Abflußjahres (Nov. + Dez.) müssen die Zweimonatsniederschläge im allgemeinen schon unter etwa 60 mm heruntergehen, wenn ein Anstieg des Wasserspiegels ausbleiben soll. Ähnlich liegen die Verhältnisse im März + April.

Im Januar + Februar (2) aber ist ein Steigen immer eingetreten, auch schon bei geringen Niederschlägen, wobei jedenfalls die Sickerwasserbildung des Dezember auch eine Rolle spielt.

Die Bezugslinien, wie sie durch Abbildung 3 veranschaulicht sind, bieten die Möglichkeit, ohne daß man φ, V, L und A kennt, zu jedem Wert von N die Grundwasserstandsänderung abzugreifen oder zu berechnen, die unter

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

durchschnittlichen Verhältnissen in einer bestimmten Jahreszeit etwa zu erwarten ist.

Bestimmt man diese gedachten Grundwasserstandsänderungen von Monat zu Monat, addiert sie fortlaufend und trägt die Summen nacheinander auf, so erhält man den Gang der Grundwasserstände, wie er unter durchschnittlichen Verhältnissen auf Grund der Niederschläge zu erwarten ist. Bei der Addition gleichen sich die den Einzelwerten anhaftenden Fehler in beträchtlichem Maße aus, und die nach diesen und ähnlichen Gesichtspunkten gezeichneten Summenlinien entsprechen infolgedessen dem tatsächlichen Grundwasserverlauf besser, als man es bei der starken Streuung der Bezugspunkte von N und h erwarten sollte. Diese gedachten Grundwasserstandslinien kann man mit den wirklich beobachteten vergleichen und aus den Abweichungen wichtige Schlüsse darüber ziehen, wo besondere Verhältnisse, z. B. Änderungen der Vorflut, eingetreten sind.

Zur Festlegung der Bezugslinien sind längere Beobachtungsreihen von mindestens 10 Jahren erforderlich. Solche werden am 1. November 1925 von einer größeren Anzahl von Beobachtungsstellen vorliegen, und es wird dann weiter zu untersuchen sein, welche Schlußfolgerungen sich unter Benutzung derartiger Bezugslinien, die man nach recht verschiedenen Gesichtspunkten entwerfen kann, ziehen lassen.

Inzwischen habe ich den Grundgedanken, zu jedem Niederschlag den in einer bestimmten Jahreszeit unter durchschnittlichen Verhältnissen gehörigen Grundwasseranstieg zu bestimmen, noch für eine Anzahl von Darstellungsverfahren gedachter Grundwasserstandslinien verwendet. In ihren Ergebnissen kommen diese verschiedenen Verfahren ungefähr auf dasselbe heraus. Ich will daher hier auf ihre Einzelheiten nicht eingehen. Welche davon sich bei der praktischen Anwendung am besten bewähren werden, kann sich erst im Laufe einiger Zeit herausstellen. Einige Beispiele davon habe ich bereits in dem Aufsatze „Die Ursachen der Grundwasserstandsschwankungen" in der „Deutschen Wasserwirtschaft" 1924, Heft 7 und in der Abhandlung „Die Grundwasserbewegung im Grunewald" in der Zeitschrift für Bauwesen 1925 gegeben. Weitere

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

will ich in den „Besonderen Mitteilungen" zum Jahrbuch für die Gewässerkunde Norddeutschlands bringen. Hier

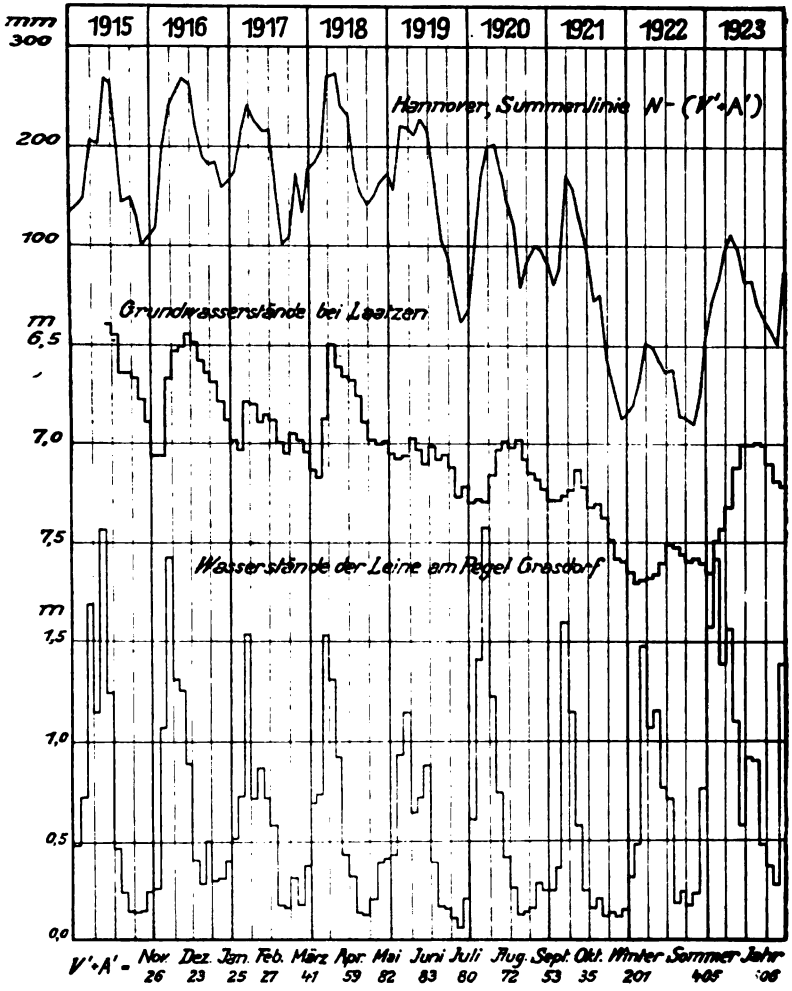


Abb. 4. Die oberste Linie stellt den Gang des unterirdischen Wasservorrats dar, berechnet aus den Monatsniederschlägen und den unterhalb der Zeichnung angegebenen Durchschnittswerten von Verdunstung und Abfluß.

sei nur ein Beispiel herausgegriffen, um zu zeigen, wie die berechneten Aenderungen des unterirdischen Wasservorrates

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

sich zu den beobachteten Grundwasserständen verhalten. In Abb. 4 sind die Monatsmittel der Grundwasserstände in einem Brunnen in Laatzen bei Hannover dargestellt. Es sind auch die Monatsmittel der Leinewasserstände aufgetragen. Sie weisen keine unmittelbaren Beziehungen zu den Grundwasserständen auf. Zur Veranschaulichung der Wirkung der Niederschläge durch die oberste Linie sind von den Niederschlägen geschätzte Durchschnittswerte für Abfluß und Verdunstung abgezogen, während die Aufspeicherung in der lufthaltigen Bodenzone dabei ganz unberücksichtigt geblieben ist. Man sieht sofort, daß die Grundwasserstände von der örtlichen Witterung stark abhängig sind, wobei sich teilweise eine starke Verzögerung geltend macht.

Um eine allgemeine Übersicht zu bekommen, genügt es, die Wasserstände des Oktober herauszugreifen, die dazwischen liegenden Monate aber auszulassen. Wenn man die Oktoberwerte zeichnerisch aufträgt und durch einen Linienzug verbindet, so entstehen die Oktoberlinien, die eine gute Übersicht über den Verlauf des Grundwasserstandes von Jahr zu Jahr und die Beziehungen dieses Verlaufs zu den Niederschlägen bieten. Eine große Anzahl von Beispielen wird in den Besonderen Mitteilungen der Landesanstalt für Gewässerkunde veröffentlicht.

Die Hauptsache aber ist, daß auf der Grundgleichung $\varphi \cdot h = N - (A + V + L)$ weiter gebaut wird. Sie stellt uns vor die Aufgabe, nicht weniger als sechs Werte zu bestimmen, den Niederschlag, den Abfluß, die Verdunstung, die Grundwasserstandsänderung, den von beweglichem Wasser erfüllten Gesteinshohlraum φ und den Wassergehalt der lufthaltigen Zone des Untergrundes. Das sind große Aufgaben, bei deren Bewältigung die Gewässerkunde, die Bodenkunde und die Meteorologie zusammenwirken müssen, wenn ein Erfolg erzielt werden soll. Einer der nächsten Schritte auf diesem Wege scheint mir die regelmäßige Bestimmung des im Gestein von der Bodenoberfläche bis zum Grundwasserspiegel vorhandenen Wasservorrates in angemessenen Zeitabständen zu sein. Aus der Veröffentlichung von Meinzer über das Grundwasservorkommen in Nordamerika scheint hervorzugehen, daß man in Amerika in dieser Richtung bereits tätig ist. Ramann hat recht lehrreiche einschlägige Arbeiten bereits vor 40 Jahren in Eberswalde begonnen. Versuchen wir auf diesem Wege vorwärtszukommen!

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Abkürzungen und Formeln.

$\varphi \cdot h = N - (A + V + L)$ (2) $\Sigma V' = \Sigma N' - \Sigma A'$ (3)		Für einen Monat eines Durchschnittsjahres	Im Durchschnittsjahr
Niederschlagssumme	N	N'	$\Sigma N'$
Abflußhöhe	A	A'	$\Sigma A'$
Landesverdunstung abzüglich der Kondensationsmengen .	V	V'	$\Sigma V'$
Steigen (+) und Fallen (—) des Grundwasserspiegels .	h	h'	$\Sigma h'$
Aufspeicherung (±) von Wasser in der lufthaltigen Gesteinszone und als Schnee und Eis	L	L'	$\Sigma L'$

φ = Spezifische Wasserlieferung (specific yield)

Über epirogenetische Vorgänge im nordwestdeutschen Weißen Jura.

(Bemerkung zum Vortrage von Herrn SALFELD in der Sitzung am 1. April 1925.)

Von Herrn O. GRUPE, Berlin.

Die Ausführungen des Herrn SALFELD über undatorische bzw. epirogenetische Bewegungen der jüngeren Jurazeit sind mir besonders interessant, da ich selbst seit einer Reihe von Jahren im nordwestdeutschen Jura tätig bin und bei diesen Arbeiten in meinem engeren Untersuchungsgebiet bezüglich der Bedeutung der genannten Vorgänge zu analogen Resultaten gekommen bin.

Zunächst spricht der durchgehende Flachwassercharakter der Weißjuraschichten dafür, daß bei ihrer Sedimentation das Meeresbecken sich im großen und ganzen in einer ständigen allmählichen Senkung befunden hat, und zum anderen wird durch den nicht selten starken Fazieswechsel sowie besonders durch die großen Mächtigkeitsschwankungen der Schichten erwiesen, daß diese Bewegungen des Meeresgrundes sich sehr ungleichmäßig vollzogen haben müssen.

Ein besonders instruktives Beispiel für diese Verhältnisse bietet die Entwicklung der oberen Weißjurastufen

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

im Gebiete des Deisters und Süntels. Im Westen des Gebietes sind sowohl die Münder Mergel wie auch das untere Portland in sehr mächtiger Ausbildung vorhanden: die ersteren bilden nach der Soldorfer Bohrung eine über 300 m mächtige Salz- und Mergelformation, und die Eimbeckhäuser Plattenkalke und Gigasschichten bauen in der Umgebung von Eimbeckhausen die viele Kilometer breite Hügellandschaft zwischen Deister und Süntel in einer Mächtigkeit von 100—150 m auf, während sämtliche Stufen von hier aus ostwärts plötzlich stark zusammenschrumpfen und nur etliche Kilometer entfernt am Ostende des Deisters nur noch einen Umfang von wenigen Metern besitzen.

Diese auffällige Erscheinung, die durch die petrographische Veränderlichkeit der Eimbeckhäuser Plattenkalke und Gigasschichten noch besonders verstärkt wird, ist nur dadurch zu erklären, daß die Senkungen des Meeresgrundes von sehr wechselndem Ausmaße waren und daß sich auf diese Weise vielorts Schwellen und Untiefen herausbildeten, die dann in ihrem Bereiche nur eine beschränkte Sedimentation zuließen.

Nur zweimal kam es im Laufe der Weißjurazeit, zu Beginn des Portlands und zu Beginn des Serpulits, zu einer orogenetischen Steigerung der Erdbewegungen, d. h. umgekehrt zu aufwärts gerichteten und dadurch Abtragungen und Transgressionen veranlassenden Bewegungen, die gerade auch am Deister in Gestalt regelrechter Verwerfungen — nicht nur in Form der schon bekannten Transgressionskonglomerate — neuerdings von Herrn Ebert und mir festgestellt werden konnten.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Briefliche Mitteilungen.

Die Spaltung des Rostrums von *Belemnitella mucronata* Schl.

Von Herrn Hans Klähn in Rostock.

(Mit 6 Textabbildungen.)

Vor einiger Zeit machte mich einer meiner Hörer, Herr Dr. Becker, auf eine ihm unerklärliche Beobachtung aufmerksam, welche er an glattgeriebenen Belemnitenbruchstücken angestellt hatte. Es dürfte sich zumeist um solche handeln, die zu *Belemnitella mucronata* d'Orb. gehören. Hält man das Rostrum so, daß man die Ventralseite vor sich hat, so fällt eine feine Linie auf, deren Gegenstück sich auf der Dorsalseite befindet. Bringt man ein solches Fragment in senkrechte Stellung, und zwar so, daß das Licht von links kommt und die Ventralseite dem Beschauer zugekehrt ist, so erscheint die linke Hälfte hell, die rechte aber dunkel. Dreht man um 90° nach rechts herum, so ist eine Trennung von Hell und Dunkel nicht wahrnehmbar. Wird die Drehung in demselben Sinne um weitere 90° fortgesetzt, so erscheint wieder das erste Bild, indem sich Hell und Dunkel an der von oben nach unten hinziehenden Dorsallinie berühren. Nach jeder weiteren Drehung um 180° tritt das Helldunkelphänomen auf (Abb. 1)[1]).

Worauf ist die geschilderte Beobachtung zurückzuführen? Augenscheinlich hängt sie mit einer Fläche zusammen, welche durch die beiden Linien auf der Dorsal- und Ventralseite angedeutet wird, und welche über die Apicallinie zieht. Diese Fläche bezeichne ich der Kürze halber als Grenzfläche. Auf sie werden wir noch weiter unten zu sprechen kommen.

[1]) Bei Herrn Prof. Broili frug ich an, ob ihm die geschilderte Erscheinung bekannt sei. Da er gerade verreiste, ließ er mir durch Herrn Prof Stromer mitteilen, daß sie hiervon nichts wüßten. Herr Prof. Stromer schrieb mir, daß auch bei Quenstedt, der doch auf solche Sachen geachtet hat, nichts zu finden sei. Für die Benachrichtigung spreche ich meinen besten Dank aus.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Man könnte nun zunächst daran denken, daß das Helldunkelphänomen auf einer Polarisationserscheinung beruht. Der Gedanke liegt insofern nahe, als von der Apicallinie eine große Anzahl von Kalkspatindividuen ausstrahlt. Es wäre aber unter diesem Gesichtspunkt eine

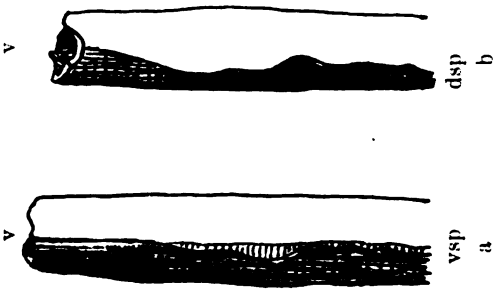


Abb. 1. Stark abgeriebenes Rostrumbruchstück von *Belemnitella mucronata*. Strand von Rügen. Abb. a zeigt die Bauchspalte (v) mit der stark ausgebildeten Bauchspaltlinie (vsp). Links derselben: Verdunkelung. Abb. b läßt die dorsale Spaltlinie (dsp) sehen; links davon Verdunkelung.

Verdunkelung nur dann möglich, wenn zwei aufeinander senkrecht stehende Polarisationsstrahlen erzeugt würden, ähnlich wie dies bei gekreuzten Nikols der Fall ist. Dieser Fall ist schon deshalb auszuschalten, weil erstens nicht zwei Kalkspatkristalle vorliegen, von denen jeder auf einer Seite des Rostrums liegt, und weil zweitens der Helldunkeleffekt nicht dadurch erzeugt wird, daß die beiden Hälften des Rostrums gegeneinander gedreht werden, sondern dadurch, daß der gesamte Körper um die Längsachse bewegt wird.

Sodann liegt der Verdacht nahe, daß es sich um Totalreflexion handelt. Diese kommt nur dann in Betracht, wenn sich zwischen den beiden Rostrumshälften ein weniger dichtes Medium als Kalkspat, etwa Luft, befindet. Sicher spielt Totalreflexion eine gewisse Rolle, besonders bei denjenigen Stücken, welche einen deutlichen Riß aufweisen, denn dieser läßt wohl Luft eintreten. Man beobachtet aber die genannte Erscheinung auch bei solchen Exemplaren, welche absolut dicht sind und keine Spur eines eigentlichen Risses zeigen. Sie reißen selbst bei der Anfertigung von Dünnschliffen nicht auseinander. Ob sich auch hier auf der Grenzfläche Luft befindet, will ich

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

dahingestellt sein lassen. Es wird aber Totalreflexion nur an den Stellen auftreten, wo der Einfallswinkel innerhalb des dichteren Mediums groß ist. Der ganze Vorgang wird dadurch verwickelt, daß das Licht durch die Kalkspatindividuen nach den verschiedensten Richtungen abgelenkt wird. Doch kann dieser Faktor nicht von ausschlaggebender Bedeutung sein, da auch nichtkristalline Körper denselben Lichteffekt zeigen, wie wir noch sehen werden.

Ich halte es nicht für ausgeschlossen, daß die Abblendung auf der dem Lichte abgekehrten Seite mit der Entstehung der Grenzfläche in einem gewissen Zusammenhang steht. Man kann nämlich das Helldunkelphänomen auch mit anderen Körpern sehr leicht hervorrufen, wobei es gleichgültig ist, ob dieselben kristalliner oder kolloidaler Natur sind. Ich beobachtete es bei einem Bohrkern aus Kochsalz, durch welchen quer zur Längsachse ein nur an dem Helldunkel zu konstatierender Spalt zog. Sehr gut eignet sich kolloidale Kieselsäure in Form von Feuerstein. Ich habe bei einer Exkursion mit Herrn Geheimrat Geinitz nach Wendisch-Weningen bei Dömitz a. d. Elbe durchscheinende Feuersteindreikanter in einem gebleichten Sand gesammelt, welche z. T. einen leichten Sprung zeigten. Das Helldunkel kam ebenso prächtig wie bei den Belemniten zum Vorschein. Am besten kann man den besprochenen Lichteffekt mit einer brennenden Stearinkerze erzeugen, welche einen Riß senkrecht zur Längsachse hat. Ich kann mir nur denken, daß bei all diesen Körpern an der mehr oder weniger lädierten Stelle (Grenzfläche) eine, wenn auch noch so geringe Verschiebung der Moleküle stattgefunden hat, wodurch der normale Lauf der Lichtstrahlen gehemmt wurde. Dieses Moment wäre also neben der Totalreflexion in erster Linie in Betracht zu ziehen.

Wir haben uns nun mit der Entstehung der Grenzfläche zu beschäftigen. Sie muß in ihrer ersten Anlage auf eine wenig widerstandsfähige Stelle des Rostrums zurückgehen. Eine solche ist die Ventralspalte v. Wie die Abbildungen 1, 2 und 4 zeigen, beginnt die Grenzfläche an der genannten Spalte mit mehr oder weniger großer Deutlichkeit, wobei sie oft so fein ist, daß sie erst bei künstlicher Beleuchtung, und dann nur schwach, sichtbar ist (Abb. 2 a). Sie läßt sich bis zur Spitze verfolgen (Abb. 3 a und 4 a), was aber, wie Abb. 1 a zeigt,

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

nicht der Fall zu sein braucht. Dort, wo die Grenzlinie aufhört, ist auch der Lichteffekt zu Ende. Eine zweite Stelle, welche sich zur Anlage der Grenzfläche eignen könnte, liegt gegenüber der Bauchspalte; es ist die auf der Innenfläche der Alveole gelegene Dorsalfurche d (Abb. 2—4). Ich habe aber bei den allerdings nicht sehr zahl-

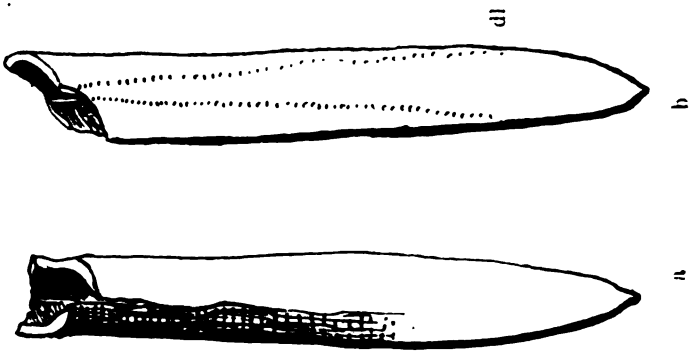


Abb. 2. *Belemnitella mucronata* Schl. Senon, Rügen. Der Bauchspalt (v) verlängert sich in die ventrale Spaltlinie (vsp), erreicht aber die Spitze des Rostrums nicht, daher ist sie auch auf der Dorsalseite nicht sichtbar. d = innere Dorsalfurche, dl = Dorsallateralfurche im Inneren der Alveole.

reichen untersuchten Stücken die Grenzfläche nie von der Spitze bis zur Dorsalfurche verfolgen können, wenn auch von der Spitze eine Grenzlinie dsp nach dieser hinziehen kann. Hieraus geht hervor, daß die Anlage der Grenzfläche

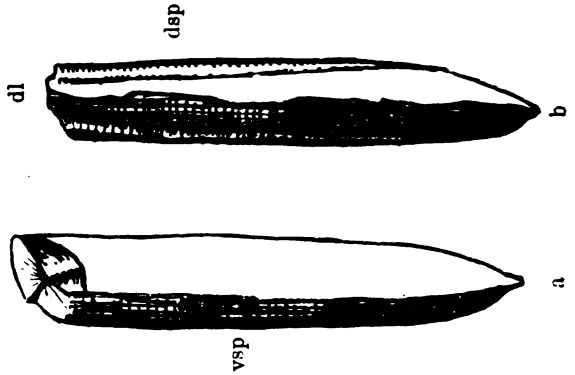


Abb. 3. *Belemnitella mucronata*. Senon, Rügen. Ventrale und dorsale Spaltlinie (vsp und dsp) sind deutlich sichtbar, ebenso der Helldunkeleffekt. dl = Dorsallaterallinien.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

von dem Ventralschlitz ausgehen muß und in der Entstehung weiter nach der Spitze und von hier in Richtung nach der Dorsalfurche fortschreitet. Auf der Rückenseite liegt die Grenzlinie (dorsale Spaltlinie dsp) immer zwischen den beiden Dorsallateralfurchen. Die Spaltnaht ist auf der

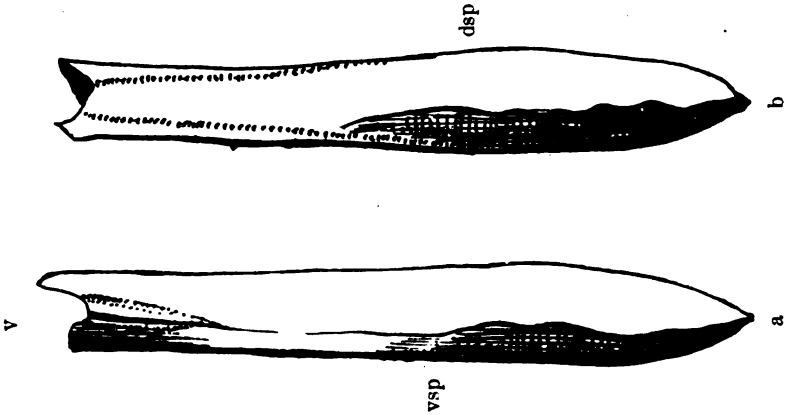


Abb. 4. ***Belemnitella mucronata.*** **Lüneburg. Auf Abb. a setzt sich der Bauchspalt (v) in die sehr feine ventrale Spaltenlinie (vsp) fort und zieht sich auf Abb. b über die Spitze auf der Dorsalseite als dorsale Spaltlinie (dsp) fort.**

Dorsalseite stets weniger deutlich als auf der Ventralseite entwickelt, weshalb auch der Lichteffekt auf der letzteren immer stärker als auf der ersteren ist. Hieran kann man an den kleinsten abgeriebenen Bruchstücken des Rostrums Ventral- und Dorsalseite unterscheiden.

Es kann auch zur Bildung von Sekundärgrenzflächen kommen, wobei sich diese bezüglich des Helldunkelphänomens wie die Hauptfläche verhalten.

Die geschilderten Verhältnisse beziehen sich auf ***Belemnitella mucronata.*** Wie diese verhält sich auch ***Actinocamax quadratus*** Blv. Von dieser Art konnte ich einige Exemplare von Lägersdorf in Holstein untersuchen. Sie besaßen noch die typischen Blutgefäßeindrücke. Trotz künstlicher Beleuchtung war von Spalten nichts zu sehen. Daß aber bereits eine Grenzfläche angelegt war, geht aus dem sehr schwachen Lichteffekt hervor, welcher dem bei ***Belemnitella mucronata*** beobachteten entspricht.

Auch bei einigen Stücken von ***Belemnites minimus*** Lister aus dem Gault von Eilum bei Schöppenstedt und von Folkstone war die Grenzfläche zu sehen.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Auf einen eigentümlichen Fall möchte ich noch aufmerksam machen, welcher sich in gewisser Beziehung anders als die erwähnten Belemniten verhält. Bei *Belemnites westfalicus* SCHLÜTER aus dem Grünsand von Bornholm stellt sich wohl der Helldunkeleffekt in schöner Weise ein, doch geht die Grenzfläche nicht von der Bauchspalte über die Ventralseite und von da nach der Rückenseite, sondern senkrecht dazu. Es muß also der geringste Widerstand anders als bei den oben besprochenen Formen liegen. Leider konnte ich wegen mangelnden Materials dieser Sache nicht weiter nachgehen.

Wir kehren zu *Belemnitella mucronata* zurück und fragen uns, ob nicht auch der Phragmokon an der Entstehung der Grenzfläche beteiligt ist. Dieser sitzt zu Lebzeiten fest in der Alveole und hat zwei Kiele, welche sich gegenüberliegen, wie Figur 5 zeigt. Sie sind ziemlich scharf und deutlich ausgebildet. Ein Stück von Rügen (Abb. 5—6) zeigt die Lage des Phragmokon im Rostrum deutlich. Dieses ist aufgespalten, der Phragmokon mit seinen

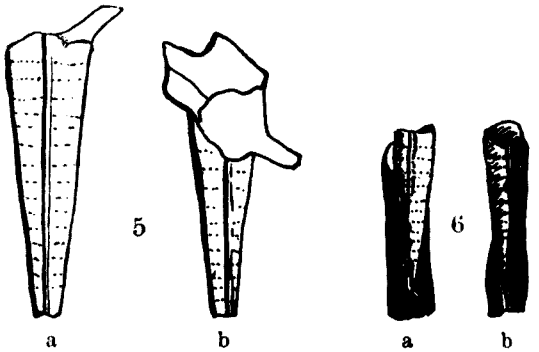


Abb. 5 und 6. *Belemnitella mucronata.* Rügen. Phragmokon mit den beiden Kielen auf Dorsal- und Ventralseite. Auf Abb. 6 ist der Bauchspalt (v) des aufgebrochenen Rostrums zu sehen.

Kielen liegt so, daß diese in die Bauch- und Rückenspalte passen. Eine Trennungslinie, wie wir sie bei dem Rostrum beobachten, ist nicht vorhanden, deshalb fehlt auch der Lichteffekt. Die Grenzfläche ist also ganz auf das Rostrum beschränkt.

Ich habe lange geschwankt, ob die Kiele primärer oder sekundärer Natur sind, doch habe ich mich für eine primäre

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Anlage entschieden, denn WEGNER[2]) beschreibt von dem Phragmokon des *Actinocamax granulatus* aus der westfälischen Granulatenkreide eine schmale leistenförmige Erhebung, welche in die Schlitzmündung (der ventralen Rostralseite?) paßt und aus der Konothek etwa $^1/_4$ mm hervorragt. Dieser Kiel oder diese Kiele sind verständlich, denn sie tragen zur Festigung des Phragmokon wesentlich bei, da sie sich in den Ventralschlitz und in die Dorsalfurche einklemmen. Diese gehen genetisch auf dieselbe Ursache wie die Kiele zurück.

Sicher dürfte sein, daß die leistenförmigen Erhebungen des Phragmokon mit der Bildung der rostralen Grenzfläche in einem Zusammenhang stehen. Der Faktor, welcher ihn nach dem Tode des Tieres von dem Rostrum loslöst, läßt auch die Grenzfläche in diesem entstehen. Schiebt sich in den Raum zwischen den Wänden der ventralen Furche und dem Kiel etwas ein, so muß ein Riß im Rostrum entstehen, wobei auch der Phragmokon von diesem getrennt wird.

Welches Moment ruft aber die Trennung hervor? Es kann nicht im Innern des Phragmokon gesucht werden, da dieser sonst auch gespalten sein müßte. Die Ursache liegt vielmehr, wie eben schon gesagt wurde, an den Stellen, an denen sich die Phragmokonkiele mit dem Ventralschlitze (vielleicht auch mit der Dorsalfurche?) berühren. Zurück geht die Bildung der Grenzfläche entschieden auf postmortale Zeit. Zu Lebzeiten des Tieres kann sie nicht bestanden haben, denn hierdurch wäre die Festigkeit der Schale zu Schaden des Individuums sehr herabgemindert worden. Die Trennungsfläche ist aber auch nicht erst im Diluvium entstanden, wo man die Belemniten mit scharf ausgebildeter Grenzebene findet (an welcher sich die beiden Rostrumshälften ohne allzu große Mühe voneinander trennen lassen), sondern bereits in jener Periode, in welcher die einbettenden Schichten abgesetzt wurden. Wenigstens trifft dies für *Bel. mucronata* von Rügen zu, was ich daraus schließe, daß in dem Kreidebruch von Saßnitz Stücke gesammelt werden können, die deutlich den Helldunkeleffekt zeigen, wenn auch ein Spalt nicht zu sehen ist. Es handelt sich dabei um Mucronaten, die man direkt aus dem Anstehenden heraus-

[2]) Die Granulatenkreide des westfäl. Münsterlandes. Zeitschr. d. D. Geol Ges. 1905, S. 219.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

holt. In der Sammlung des geologischen Instituts von Rostock befindet sich ein diesbezüglicher Belemnit; er liegt zur Hälfte noch im Kreidegestein und ist zur anderen Hälfte herauspräpariert. Das Helldunkel ist deutlich wahrnehmbar.

Der die Grenzfläche bildende Faktor wird nun sehr bald nach dem Ableben des Tieres in Tätigkeit getreten sein. Nach dem Zerfall des Mantels konnte Wasser an der wenigst dichten Stelle kapillar eindringen. Diese ist die Grenzlinie zwischen Phragmokon und Rostrum und ganz besonders die Stelle, an der die Phragmokonschienen im Ventralschlitz und in der Dorsalfurche sitzen. Vor allem eignete sich der erstere dazu, weil er nicht nur wie die Dorsalfurche im Inneren der Alveole sitzt, sondern spaltförmig den oberen Teil der Bauchseite durchzieht.

Das eindringende Wasser allein hätte wohl kaum allein die ventrale Grenzlinie, die sich später zu einer Fläche erweiterte, bilden können. Als eigentliche spaltende Ursache kommt etwas anderes in Betracht. Das in das Rostrum eindringende Wasser muß verhältnismäßig kalkhaltig gewesen sein (eine Frage, der ich noch nachgehen werde). Der Kalk wird aber unter dem Einfluß von Elektrolyten wie Kochsalz und Magnesiumchlorid und eventuell der verwesenden organischen Massen kolloidal ausgeschieden, wobei ich vor allem an die Versuche von Bodländer denke. Diese Ausscheidung mußte auch an den in Betracht kommenden Stellen der Belemnitengehäuse eintreten. Hierbei mußte besonders am Bauchspalt eine Spannung hervorgerufen werden, welche sich nach der Spitze des Rostrums und auf der Rückenseite fortsetzte. Beim Altern kristallisierte wohl auch ein Teil des Kalkes aus, wodurch natürlich die Sprengwirkung erhöht wurde. Stolley[3]) gibt an, daß der schmale Hohlraum des Schlitzes nachträglich von einer Kalkspatlamelle infiltriert werden könne. Es braucht sich dabei aber nicht immer um Kalk zu handeln, es kann auch Eisen in Frage kommen, denn dieses wurde von Wegner in dem Hohlkegel um den Phragmokon von *Act. quadratus* beobachtet (a. a. O.).

Der Spaltungsvorgang muß nun so vor sich gegangen sein, daß zuerst auf der Ventralseite ein Aufspalten am Bauchspalt eintrat, das sich nach der Spitze fortsetzte.

---

[3]) Die Systematik der Belemniten. 11. Jahresber. der Niedersächsischen Geol. Ver. 1919, S. 25.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Hierbei brauchte eine Spaltlinie auf der Rückenseite noch nicht zu entstehen. Es wurde nämlich im ersten Stadium eine aufklappende Bewegung ausgeführt, wobei das Scharnier auf der Rückenseite lag. Erst spätere Bewegungen relativ kräftiger Natur ließen eine dorsale Spaltlinie bzw. einen Riß entstehen.

Spätere Verwitterungsvorgänge physikalischer Natur, welche z. T. erst auf sekundärer Lagerstätte einsetzten, konnten die Schale vollständig spalten.

Was hier für *Belemnitella mucronata* ausgeführt wurde, dürfte auch für andere Belemniten zutreffen, doch können bei verschiedenen Formen auch andersartige Ursachen als die geschilderten für die Anlage der rostralen Grenzfläche haftbar gemacht werden, was aber bei jedem Einzelfall zu untersuchen ist. Rostren, welche durch irgendwelche färbende Substanzen dunkel gefärbt sind, eignen sich für derartige Untersuchungen nicht recht. Zum Schluß sei darauf hingewiesen, daß ich das Helldunkelphänomen auch bei durchscheinenden glatten Brachiopoden beobachtete. Es wäre wohl nicht uninteressant, wenn dieses Phänomen einmal systematisch untersucht würde. Ich bin mir dessen wohl bewußt, daß die obigen Ausführungen nur den Charakter einer Anregung haben können, weitere Untersuchungen waren mir aber wegen des geringen zur Verfügung stehenden Materials nicht möglich.

Zusammenfassung.

Das durch die Existenz einer dorsal/ventral gelegenen Fläche (Grenzfläche) bedingte Helldunkelphänomen am rostralen Teil von *Belemnitella mucronata* und anderer Belemniten beruht nicht auf Polarisation, sondern z. T. auf Totalreflexion, zum größten Teil aber auf der Verschiebung der Moleküle längs der Grenzfläche.

Diese entsteht dadurch, daß an der Bauchspalte nach dem Ableben des Tieres Wasser eindringt, aus welchem Kalk ausgeschieden wird (unter Umständen auch andere Stoffe). Dieser wirkt sprengend, namentlich, wenn er beim Altern in den kristallinen Zustand übergeht (was wohl seltener der Fall ist). Ursprünglich hatte sich der mit zwei in den Dorsalschlitz und in die Ventralfurche passenden Schienen versehene Phragmokon an der Spaltung insofern beteiligt, als seine Ventralschiene zwischen sich und der Bauchspalte einen ganz kleinen Raum frei ließ, in welchen kapillar das Wasser von außen eindrang. Bei der Aus-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

scheidung des kolloidalen Kalkes wurde gleichzeitig ein minimales Aufklaffen der ventralen Rostralseite und die Loslösung des Phragmokons hervorgerufen. Dieser brauchte aber nicht vollständig losgelöst zu werden, worauf ich in diesem Zusammenhang nicht einging.

Der Gang des Aufreißens ist der, daß zuerst die Ventralseite minimal, und zwar von oben nach unten, zu klaffen beginnt, wobei sich die Dorsalseite wie ein Scharnier verhält und im ersten Stadium noch keine Spaltlinie zeigt. Diese wird erst beim Fortschreiten des Vorganges gebildet. Die Rückenlinie ist nie so deutlich wie die Bauchlinie, weshalb auch der Helldunkeleffekt auf der Ventralseite stets stärker als auf der Dorsalseite ist. Beim Anwittern reißt das Rostrum an der Grenzfläche auf, was zu einem Auseinanderfallen desselben führen kann.

Mit der Struktur der Belemnitenschale, speziell des Rostrums, hat das Auftreten der Grenzfläche oder der Spaltlinie nichts zu tun.

Geschichtliche Bemerkungen zur Verwendung der isometrischen Projektion im Bergbau und in der Geologie.

Von Herrn KARL LÜDEMANN in Freiberg, Sa.

E. STACH hat in zwei Veröffentlichungen[1])[2]) die Aufmerksamkeit auf eine einfache und doch die Raumverhältnisse sehr anschaulich wiedergebende Weise der Darstellung tektonischer Formen gerichtet, die er als „stereographische" Darstellung bezeichnet. Bei der Beachtung, die dieser Hinweis gefunden hat[3]), ist eine geschichtlich-richtige Einordnung der Methodik von einigem Interesse.

Mathematisch handelt es sich um die altbekannte isometrische Projektion. Bekanntlich wird die weitestgehende

[1]) E. STACH: Die stereographische Darstellung tektonischer Formen im „Würfeldiagramm" auf „Stereo-Millimeterpapier". Zeitschr. d. D. Geol. Ges., 74. (1922). S. 277—309.

[2]) E. STACH: Horizontalverschiebungen und Sprünge im östlichen Ruhrkohlengebiet. Glückauf, 59. (1923). S. 669—678.

[3]) Siehe z. B. die Besprechungen von C. STIELER in „Geologische Rundschau", 14. (1923), S. 195, und W. KAUENHOWEN in „Zeitschr. f. angewandte Geophysik", 1. (1923). S. 150—152.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Vereinfachung beim Zeichnen eines normalaxonometrischen Bildes dann erreicht, wenn alle drei Achsenverkürzungsverhältnisse gleich sind. Hierzu ist notwendig, daß die drei Achsen gegenseitig den gleichen Winkel, also einen Winkel von 120°, einschließen. Ein unter Benutzung eines solchen Achsenkreuzes gezeichnetes normalaxonometrisches Bild nennt man ein isometrisches. Man findet die mathematischen Grundlagen hierfür in jedem gebräuchlichen Lehrbuch der darstellenden Geometrie in mehr oder minder großer Ausführlichkeit behandelt. Ich nenne hier nur die Werke von K. Rohn und E. Papperitz[4]) sowie von E. Müller[5]).

E. Stach spricht nicht von einer isometrischen, sondern von einer „stereographischen" Darstellungsweise. Aus allgemein-wissenschaftlichen Gründen sollte aber der Ausdruck „stereographisch" nicht verwendet werden, da man mit ihm in der Lehre von der Abbildung der Kugeloberfläche auf die Ebene einen ganz bestimmten Begriff verknüpft und da man ihn in der Mineralogie und Kristallographie in gebräuchlicher Bezeichnung benutzt, wie z. B. die Arbeiten von E. v. Fedorow[6]), G. Wulff[7]), V. Goldschmidt[8]), H. Rosenbusch und E. A. Wülfing[9]) beweisen[10]).

Der Engländer Favish[11]) hat vor 100 Jahren die orthogonale axonometrische Projektion in der besonderen

[4]) K. Rohn und E. Papperitz: Lehrbuch der darstellenden Geometrie, Bd. 2, 3. Aufl. (Leipzig 1906), 4. Aufl. (Leipzig 1912 und 1921).

[5]) E. Müller: Lehrbuch der darstellenden Geometrie für technische Hochschulen, 2. Bd., 3. Aufl. (Leipzig 1923).

[6]) E. v. Fedorow: Universalmethode und Feldspatstudien. Zeitschr. f. Krystallographie und Mineralogie, 27. (1897), S. 337—398.

[7]) G. Wulff: Untersuchungen im Gebiete der optischen Eigenschaften isomorpher Kristalle. Zeitschr. f. Krystallographie und Mineralogie, 36. (1902), S. 1—28, Taf. II.

[8]) V. Goldschmidt: Über Winkelprojektionen. Zeitschr. f. Krystallographie und Mineralogie, 36. (1902), S. 388—389.

[9]) H. Rosenbusch und E. A. Wülfing: Mikroskopische Physiographie der petrographisch-wichtigen Mineralien. 4. Aufl. (Stuttgart 1904), S. 14—17. Taf. XVII. „Wulffsches Netz für stereographische Projektion".

[10]) Nach Abschluß dieser Mitteilung veröffentlichte O. Seitz im „Glückauf", 60. (1924), S. 371—377, eine interessante Erörterung über „Das Wulffsche Netz als Hilfsmittel bei tektonischen Untersuchungen", in der er zeigt, daß die stereographische Projektion ein „bequemes, zeitersparendes Hilfsmittel zur Winkelberechnung und Auswertung geologischer Flächen und Linien" ist.

[11]) Favish: Isometrical perspective. Transact of the Cambridge Philos. Soc., 1820. (Nach Rohn-Papperitz, S. 190).

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Form der isometrischen Projektion auf technische Zeichnungen angewendet. Im Anfang der dreißiger Jahre des vergangenen Jahrhunderts übertrug dann SOPWITH[12]), ein Geometer in Newcastle, die gemachten Erfahrungen in praktischer Ausführung auf Grubenbilder. Und abermals zehn Jahre später, am 16. Juli 1844, hielt C. KEGEL[13]) vor dem Berg- und hüttenmännischen Verein in Mansfeld einen Vortrag „Über Anwendung der isometrischen Projektion auf Zeichnung von Grubenbauen und geognostischen Verhältnissen", in dem alles gesagt ist, was über die grundsätzliche Bedeutung der isometrischen Darstellung für Bergbau und Geologie überhaupt zu sagen ist. Später beschäftigten sich J. WEISBACH und A. DIETRICH[14]), Kohlenwerksmarkscheider in Dresden, mit der Anwendung dieser und ähnlicher Projektionen auf die Darstellung von Grubenbauen[15]). Alle erkennen klar, daß die so hergestellten Risse den Vorzug der Anschaulichkeit, zumal für den Laien, haben, daß sie zwar für den Fachmann nicht gerade notwendig, aber doch bequem und oft nützlich sind. C. KEGEL betont auch[16]), daß „selbst die verwickeltsten geognostischen Verhältnisse mit großer Klarheit isometrisch darzustellen" sind.

In den letzten Jahrzehnten ist die isometrische Projektion im Bergbau seltener angewendet worden, während andere Zweige der Technik sie ständig benutzt haben. So trat im Maschinenbau R. GRIMSHAW[17]) sehr für ihre Verwendung ein. Er gab auch Zeichenpapier[18]) mit einem vorgedruckten Liniennetz heraus, dessen vier Liniensysteme die Zeichenfläche in Quadrate und gleichseitige Dreiecke

---

[12]) SOPWITH: A treatise on isometrical drawing. (London 1834).

[13]) Abgedruckt in „Der Bergwerksfreund", 8. (1844 45), S. 192 bis 203.

[14]) A. DIETRICH: Über perspektivische Risse. Sächsische Bergwerkszeitung, 1. (1852). S. 74—75.

[15]) Siehe auch M. H. MEYER und C. TH. MEYER: Lehrbuch der axonometrischen Projektionslehre (Leipzig 1855—1863). S. 70 bis 73, Taf. XIV. Isometrischer Riß des Berggebäudes Christbescherung Erbst. zu Großvoigtsberg.

[16]) a. a. O., S. 202.

[17]) R. GRIMSHAW: Leitfaden für das isometrische Skizzieren. (Hannover 1901.)

Derselbe: Werkstatt-Betrieb und -Organisation. 1. Aufl., (Hannover 1903), S. 268—269; 3. Aufl., (Hannover 1908), S. 288 bis 289.

[18]) R. GRIMSHAW: Isometrischer Skizzenblock. (Hannover, Verlag Jänecke.) Derselbe: Körperzeichnen auf Lineatur. Zeichenheft. (Hannover 1903.)

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

einteilen. Dieses Liniennetz unterscheidet sich also von dem von E. STACH[19]) abgebildeten, als „Millimeterpapier für Stereogramme" oder als „Stereo-Millimeterpapier" bezeichneten, grundsätzlich nur durch das die Quadrate schaffende Liniensystem. Das „Stereo-Millimeterpapier" stimmt aber vollkommen überein mit den sog. Dreieckspapieren, wie sie nach dem Vorgange von A. OSANN[20]) seit Jahrzehnten von Mineralogen, Hüttenleuten, Chemikern usw. benutzt und von der Firma C. SCHLEICHER & SCHÜLL[21]) in Düren in den verschiedensten Ausführungen geliefert werden[22]) [23]).

Für die schnelle Herstellung brauchbarer isometrischer Zeichnungen und ihre Auswertung hat bereits SOPWITH einen „axonometrischen Transporteur", d. h. eine eingeteilte Ellipse angegeben. C. KEGEL[24]) gibt ihn wieder, meint, daß man ihn leicht auch mit Stundeneinteilung versehen könnte, und erörtert die Zulage mit ihm. M. H. MEYER und C. TH. MEYER[25]) beschäftigen sich eingehend mit diesem Hilfsmittel und bilden ihn ab[26]). Er stimmt vollkommen mit dem von E. STACH abgebildeten[27]) elliptischen Transporteur überein, hat auch, wie dieser, doppelte Bezifferung. Die neue, von E. STACH abgebildete Ausführung zeigt als einzige Abweichung in Anlehnung an bekannte Formen von Kreistransporteuren zwei geteilte Durchmesser[28]).

Wenn aber auch sowohl das Verfahren der Darstellung wie seine Anwendung auf Bergbau und Geologie und die dabei benutzten zeichnerischen Hilfsmittel alt und bekannt sind, so bleibt es doch ein Verdienst von E. STACH, auf ihre zweckmäßige Verwendung und eine Reihe von Anwendungsmöglichkeiten hingewiesen zu haben; denn tatsächlich bietet

---

[19]) a. a. O. (Anm. 1), S. 308, Abb. 30.

[20]) A. OSANN: Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen, N. F. 22. (1903), S. 354—356.

[21]) W. GROSSE: Graphische Papiere. (Düren o. J. [1917]), S. 141—142, 158, 171—172.

[22]) Auch das „Koordinatenpapier für Dreistufensystem" von SCHLEICHER & SCHÜLL ist hier zu nennen.

[23]) Siehe auch Abb. 679 im Preisverzeichnis der Firma R. FUESS in Berlin-Steglitz über Polarisations-Mikroskope, S. 99 bis 100.

[24]) a. a. O., Taf. II a, S. 197—198.

[25]) a. a. O., S. 293—302.

[26]) a. a. O., Taf. XXXV, Abb. 288.

[27]) a. a. O., (Anm. 1), S. 309, Abb. 31.

[28]) Auch R. GRIMSHAW kennt einen isometrischen Transporteur.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

die isometrische Projektion oft „eine ausgezeichnete Möglichkeit für eine deutliche Wiedergabe tektonischer Verhältnisse und einen Ersatz für umständliche Erklärungen“[29]).

Bemerkung der Schriftleitung.

Ein Auszug der vorstehenden Arbeit ist bereits im Jahresheft 1923 der „Mitteilungen aus dem Markscheidewesen“ zum Abdruck gekommen. Obwohl hiernach nach der Satzung eine Veröffentlichung in unserer Zeitschrift nicht mehr ohne weiteres zulässig ist, hat der Vorstand dem Wunsche des Verfassers auf Veröffentlichung doch aus folgenden Gründen stattgegeben: Die Arbeit ist am 15. Mai 1924 eingegangen. Etwa einen Monat später hat der Verfasser der Schriftleitung der „Mitteilungen aus dem Markscheidewesen“ auf deren Bitte den kurzen Auszug übergeben, der dann noch in den Jahrgang 1923 der genannten Zeitschrift eingesetzt wurde. Die ausführlichere Arbeit lag also der Gesellschaft zum Druck vor, ehe der Auszug niedergeschrieben wurde. Die Schriftleitung.

Bemerkungen zu H. Klähn, Eine wichtige Verwerfungslinie im Münstertal (Oberelsaß). — Beobachtungen über den Einbruch des Türkheimer Granits in den Kammgranit und den ? Dreiährengranit.

Von Herrn L. van Werveke, Magdeburg.

(Mit 1 Textabbildung)

Nach früheren Arbeiten[1]) von Klähn soll die in der Überschrift genannte Verwerfung 1. von Münster bis Türkheim streichen und bei ihrem ersten Aufreißen gegen S. verworfen haben, 2. älter als Buntsandstein und auch Rotliegendes sein. Ferner soll 3. in der Vogesensandsteinzeit nochmals Bewegung auf ihr stattgefunden haben, diesmal mit

[29]) E. Stach, a. a. O. (Anm. 2), S. 669.

[1]) Klähn, Dr. H., Orographisch-geologischer und tektonischer Überblick der Gegend zwischen Rimbach- und Lebertal. — Mitteil. Ges. f. Erdkunde u. Kolonialwesen zu Straßburg i. E. für 1913, Straßburg 1914, 47—75. Mit 1 Karte, 5 Zeichnungen im Text und 6 Profilen. — Die Geologie der Umgebung von Colmar. Mitteil. Naturhistor. Ges. in Colmar, N. F. XIII. Jahre 1914—1915. Colmar 1915, 1—291, mit 1 Tabelle, 3 Tafeln m. Foraminiferen, 9 Photographien, 2 Karten und 16 Profilen. Als Sonderabzug a. 1914 veröffentlicht.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

einem Verwurf gegen N., und 4. soll die Bewegung sich in demselben Sinne in der Tertiärzeit wiederholt haben. Gegen diese Auffassung wandte ich mich in einem Aufsatz[2]) „Eine angeblich in die Buntsandsteinzeit fallende Verwerfung im Tal der Fecht" und kam zu dem Schluß, daß durch die von KLÄHN mitgeteilten Beobachtungen im Fechttal weder das Vorkommen einer vortriadischen Verwerfung noch abermalige Bewegungen in der Buntsandstein- noch in der Tertiärzeit erwiesen seien. In der Mitteilung[3]), welche in der Überschrift genannt ist, hat sich KLÄHN dem von mir gegen Punkt 3 erhobenen Einwand nicht verschlossen und sagt in einer Zusammenfassung auf S. 176: „Die Behauptung, daß sie vor der Ablagerung der oberen Partie des Buntsandsteins wiederum aufgerissen wurde, kann von mir nicht aufrecht erhalten bleiben aus dem von VAN WERVEKE angegebenen Grunde." In dieser Hinsicht wäre also eine Einigung in erfreulicher Weise erzielt, nur wäre statt „der oberen Partie des Buntsandsteins" zu setzen: „der oberen Abteilung des Vogesensandsteins". Für die übrigen Punkte hält KLÄHN an seiner Auffassung fest. Ich will nicht alle zur Besprechung heranziehen, sondern mich auf den 1. Punkt beschränken, auf die Hauptfrage, ob tatsächlich die von KLÄHN erwähnten Vorkommen für eine in der Richtung des Münstertales vorhandene Verwerfung verwertbar sind oder nicht.

KLÄHN stützt in seinen früheren Arbeiten die Annahme dieser Verwerfung auf das Vorkommen von gepreßten und zerquetschten Graniten, die er von vier Stellen anführte, in einem Steinbruch bei Münster, aus dem Buchental, aus dem Steinbruch bei Türkheim und von der Wendelinus-Kapelle. Dazu bemerkte ich unter Hinweis auf mehrere, von Norden gegen das Münstertal streichende S-N-Verwerfungen: „Bevor die von KLÄHN genannten Punkte zu einer Fechtstörung verbunden werden, muß also entweder der Nachweis ihres tatsächlichen Zusammenhangs oder der Beweis dafür erbracht werden, daß sie nicht S-N-Störungen angehören können" (S. 143—144). Ich habe damals übersehen, hinzuzufügen, daß die Wendelinus-Kapelle vom Steinbruch bei Türkheim fast genau n ö r d l i c h 1 km entfernt liegt, beide Punkte also, wenn überhaupt, so doch nur auf eine S—N-Störung hinweisen können. In dem neueren

[2]) Mitteil. Geol. Landesanst. v. Els.-Lothr., Straßburg 1916, Bd. 10, H. 2. 139—149.

[3]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 68, 1916, Bd. 160—170.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Aufsatz hat KLÄHN seine Angaben erweitert. Die Störungszone, die durch geschieferten, gequetschten oder zertrümmerten oder durch zerriebenen und durch Kieselsäure wieder verkitteten Granit gekennzeichnet ist, soll zwischen dem Hunabühl und der Wendelinus-Kapelle bis 800 m breit werden können (S. 161). Neu hinzugekommen ist eine Stelle an der ersten scharfen Kehre der Straße Niedermorschweier—Dreiähren. „Hier kann man sie bis Türkheim in N—S-Richtung verfolgen" (S. 161, Anmerk. 1). Von Steinbruch bei Türkheim ist die Kehre in NW—SO-Richtung 1,9 km entfernt.

Es war mir leider nicht möglich, überall selbst nachzuprüfen, doch stehen mir für die Punkte, die ich nicht selbst besichtigen konnte, andere zuverlässige Beobachtungen zur Verfügung.

Die Untersuchung des Steinbruchs bei Münster (östlich vom Kirchhof, nördlich von der Spinnerei Hammer) ließ Herr E. KRAUS als Leiter der militärgeologischen Abteilung in Colmar auf meine Anregung durch Herrn Dr. GRÜNVOGEL ausführen. Beiden Herren danke ich hiermit für ihr freundliches Entgegenkommen. Von dieser Stelle werden, worauf auch Herr KLÄHN hingewiesen hat, „wie in der ganzen Gegend, ausgezeichnete Quetschzonen" bereits im Geologischen Führer durch das Elsaß[4]) erwähnt. Herr GRÜNVOGEL stellte im westlichen Teil des Steinbruches eine Spalte mit Harnischflächen fest, die den Granit von oben bis unten durchsetzt, genau S—N streicht und gegen W einfällt. Die Harnischflächen zeigen deutliche Streifen, die mit 12—15° gegen S geneigt sind. Die Störungslinie ist umgeben von einer Reihe gleichlaufender Spalten, die nicht so leicht zugänglich und zu messen waren wie die Hauptspalte. An einer derselben, die gleichfalls mit westlichem Fallen von unten nach oben durchsetzt, stößt eine andere senkrecht stehende nach oben ab. Der östliche Teil des Steinbruchs zeigte einige mehr oberflächliche, beliebig gerichtete Klüfte ohne Harnische, erscheint aber im allgemeinen ziemlich ungestört. Die beschriebenen Klüfte weisen nicht auf eine in der Richtung des Münstertales, sondern auf eine senkrecht dazu verlaufende Störung hin. Die Lage der Rutschstreifen auf dem Harnisch läßt sich gut mit meiner

[4]) Von E. W. BENECKE, H. BÜCKING, E. SCHUMACHER und L. VAN WERVEKE. Berlin 1900. S. 342.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Ansicht[5]) in Einklang bringen, daß bei der Entstehung der Spalten ein in ihrer Streichrichtung wirkender Druck beteiligt war. Für die Annahme einer Fechttalstörung ist also der Steinbruch bei Münster auszuschalten.

Östlich von Münster, 2,2 km talabwärts, wurden die nächsten Punkte durch KLÄHN bei Weier i. Tal beobachtet, „wo die Quetschzone nordöstlich dieses Ortes an der Grenze zwischen Reben und Wald aufgeschlossen ist" (S. 161). Hier finden sich nach KLÄHN Gesteinsstücke, die geschiefert sind und sonstige Pressungserscheinungen aufweisen. Nach Beobachtungen des Herrn A. HEMMER, früher Hilfsarbeiter an der Geologischen Landesanstalt in Straßburg i. Els., besteht das Hauptgestein in den Weinbergen nördlich und nordöstlich von Weier aus Kammgranit, der teils in seiner gewöhnlichen Ausbildungsweise, teils kleinkörnig oder gestreckt auftritt und alsdann, wie mitgebrachte Belegstücke lehrten, die Eigentümlichkeiten zeigt, die ich von der Randausbildung des Kammgranits bei Kaysersberg beschrieben habe[6]): gestreckte Abarten und solche mit kleinen, regelmäßig begrenzten Feldspäten und vereinzelten größeren Feldspäten. Starke Zerklüftung zeigt der Kammgranit in dem von Weier zuerst NNW, dann N in den Wald Weier führenden Hohlweg in der Höhe von 380 m. Die Klüfte streichen S—N. Der Kammgranit ist von zahlreichen Gängen eines zweiglimmerigen Granits durchsetzt, die als Abzweigungen des Türkheimer Granits aufgefaßt werden können. Ein 8 m breiter Gang dieses Gesteins ist auf der Westseite des genannten Weges am oberen Ende der Gärten zu beobachten. Weiter bergwärts treten feinkörnige Zweiglimmergranite auf, die S—N zerklüftet sind und auf den Kluftflächen Roteisen führen. Höher folgen weitere Gänge desselben Granits. Mehrfache Durchsetzungen des Kammgranits durch Zweiglimmergranit schließt auch der Fußweg auf, der von Weier in nördlicher Richtung durch die Weinberge in den Wald führt, wobei ersterer im

[5]) L. VAN WERVEKE. Zusammenhang von Falten und Spalten. Einfallen der Rheintalspalten. — Mitteil. der Geol. Landesanst. Els.-Lothr., Straßburg 1916, Bd. 11, H. 2, S. 109 und die dort angegebene Literatur.

[6]) L. VAN WERVEKE, Über einige Granite der Vogesen. Mitteil. Geol. Landesanst. v. Els.-Lothr. 1903, Bd. 5, H. 4, 367—380. — Zur Geologie der mittleren Vogesen und der Umgebung von Kaysersberg. Mitteil. d. Philomath. Ges. in Els.-Lothr., Bd. 3, Jahrg. 1905, 219—226. Mit einer Tafel.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

oberen, letzterer im unteren Teil vorherrscht. Deutliche Streckung zeigt der zweiglimmerige Granit in den Weinbergen am Waldrand nordöstlich vom Ort. Es sind Gesteine, welche an die von mir beschriebenen Gesteine des Bilsteingranites erinnern. Zusammen mit gestreckten Abarten des Kammgranites und mit einem gneisähnlichen Gestein stellen sie die von KLÄHN erwähnten Gesteinsstücke dar, die geschiefert sind und sonstige Pressungserscheinungen aufweisen. Schließlich ist der Kammgranit an dem zuerst erwähnten Wege in der Höhe von 410 m von einem Gestein durchsetzt, das an Dreiährengranit erinnert, und von Pegmatit. An mehreren Stellen stößt der Granit an Gneis ab. Wo Klüfte bei Weier im Tale beobachtet wurden, kommt ihnen, wie gezeigt, ein südöstlicher Verlauf zu. Die mit Schieferung und sonstigen Pressungserscheinungen versehenen Gesteine haben diese bei ihrem Aufbruch erlitten, nicht nachträglich infolge tektonischer Vorgänge. Für eine Fechttalstörung kommen die Gesteine in den Weinbergen nordöstlich von Weier ebenso in Wegfall wie der Granit des Steinbruches unterhalb Münster.

Zerklüftungen beobachtete Herr HEMMER mehrfach nordwestlich und nordöstlich von Walbach mit folgenden Richtungen: N 30° O, N 10° W, N 70° O und N—S, die beiden letzteren nahe beisammen. In dem verlassenen Steinbruch nördlich der Straße von Zimmerbach nach Türkheim stellte Herr HEMMER die Kluftrichtungen N 10° W, N 45° O und N 75° O fest. Die mittlere hält die Richtung des Tales oberhalb des Steinbruches bis nach Weier i. Tal inne. Zertrümmerungen sind mit den Zerklüftungen nicht verbunden.

Ein weiterer Fundpunkt für geschieferte und gepreßte Gesteine sind nach KLÄHN die Reben auf der Südseite des unteren Zimmerbachtales. Hier fehlen mir Beobachtungen.

An dem Fußpfad, der von der Mulde nordöstlich von Zimmerbach in nordöstlicher Richtung durch den Wald, nahe an dessen Rand zu den Weinbergen, nach dem Höhepunkt 344,5 führt, beobachtet man einen mehrfachen Wechsel von gestrecktem Türkheimer Granit mit einem Gestein, das wohl als Dreiährengranit angesprochen werden kann. An der Grenze von Wald und Reben, südlich vom Höhepunkt 344,5, findet sich in losen Stücken gestreckter Türkheimer Granit. Ab und zu sieht man ihn auch anstehend, stark von Quarz- und Pegmatitgängen durchsetzt. Ein Aufschluß an dem von 344,5 westwärts führenden Wege läßt Türk-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

heimer Granit in Berührung mit Kammgranit erkennen. Die gestreckte Ausbildung des ersteren tut dar, daß er jünger als der Kammergranit ist. Mannigfaltige Durchbrechungen eines glimmerreichen Gesteins, das wahrscheinlich als Randausbildung dem Dreiährengranit angehört, zeigte eine zu Kriegszwecken ausgehobene, stellenweise leider schon verfallene Baugrube östlich von dem genannten Punkte. Der Granit von Türkheim hat, wie die beistehende Zeichnung zeigt, bei seinem Einbruch stark gelockertes

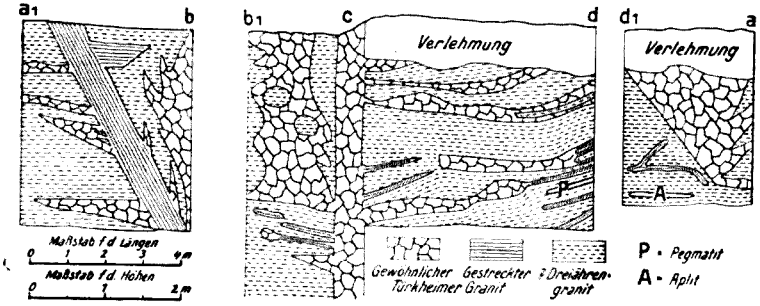


Abb. 1. Durchbrechung von ? Dreiährengranit durch Türkheimergranit NO von Zimmerbach im Fechttal (Oberelsaß).

Gebirge vorgefunden und durch seine Ausläufer wieder verfestigt. Er ist teils körnig, teils ursprünglich gestreckt. Einschmelzungserscheinungen waren in keiner Weise zu beobachten. Merkwürdig ist die Verbreiterung von unten nach oben an der Wand d1—a. Es ist im kleinen die Art des Auftretens eines Aufbruchsgesteines, die SALOMON im großen am Quarzdiorit des Adamello als Ethmolith (ἠθμός-Trichter) bezeichnet hat. Die Zeichnung ist nach einer gemeinschaftlichen Untersuchung auf Grund genauer Ausmessungen durch Herrn HEMMER entworfen worden.

Am SSO-Hang des Buchentalkopfes war vor Jahren durch einen Stollen in 450 m NN Eisenglanz aufgeschlossen worden. Während der Kriegszeit durch Herrn GRÜNVOGEL ausgeführte Untersuchungen, deren Ergebnis ich Herrn KRAUS verdanke, ließen erkennen, daß der Stollen in einer 13 m breiten Trümmerzone angesetzt war, die sich auf eine Erstreckung von 1 km in NNW verfolgen ließ. Mehrere andere, weniger bedeutende (1,5 bis 3 m breite) Störungen waren mit gleichem oder etwas mehr westlichem Verlauf nachweisbar. 310 und 500 m östlich des höchsten Punktes des Buchentalkopfes setzen Risse in S-N-Richtung auf.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Am Nordhang des Hunabühl, zwischen der Haltestelle der elektrischen Bahn und der scharfen Kehre nach Niedermorschweier, von wo aus die Trümmerzone in N-S-Richtung bis Türkheim verfolgbar sein soll, sind die Aufschlüsse im allgemeinen schlecht. Von der Haltestelle gegen O hat man einen körnigen, an Korngröße in dieser Richtung abnehmenden, bei 125 m vom Haltepunkt deutlich gestreckten Granit. Ob es sich um Kammgranit oder Dreiährengranit handelt, muß ich dahin gestellt sein lassen. Weiterhin stößt man auf Gneis, an dem ich bei einer vor längeren Jahren ausgeführten Besichtigung flache Lagerung festgestellt habe. An der Kehre ist die westliche Randausbildung des Türkheimer Granits zu sehen. Was also auf der Strecke von der Haltestelle bis zur Kehre von schiefrigen oder gestreckten Gesteinen vorkommt, ist ursprünglich schiefriger Granit oder Gneis. An dem Fußpfad, der von der scharfen Straßenkehre nach dem Fußpfad Buchental-Kopf—Wendelinus-Kapelle abzweigt, beobachtet man mehrfach ursprünglich geschieferten Türkheimer Granit, desgleichen östlich der Vereinigungsstelle beider Pfade. Vor dem Eingang zur Kapelle tritt zersetzter, stark gebleichter, aber nicht zertrümmerter Granit zutage, der in N 15° O und N 22°W zerklüftet ist. Der mittelkörnige, wenig porphyrartige, zweiglimmerige Türkheimer Granit im verlassenen Steinbruch an der Westseite von Türkheim ist stark zerklüftet und zersetzt. Die wichtigsten Kluftflächen streichen W—O (große Wand an der Rückseite), N 25° O und N 45° W. Die Zersetzung ist besonders stark auf dieser letzteren Richtung. Ob auch Zertrümmerung vorhanden ist oder nicht, war nicht sicher erkennbar.

Von Münster bis Türkheim fließt die Fecht in einem flachen, gegen NW offenen Bogen. Die Sehne verläuft N 65° O, die Strecke Weier i. Tale—Zimmerbach des Bogens in N 45° O. Westlich von Türkheim werden die vom Forsthaus Obschel und von Dreiähren herunterkommenden Wasser in westöstlichem Lauf von der hier gleichfalls westöstlich fließenden Fecht aufgenommen. Die in dem Steinbruch bei Zimmersheim beobachtete Kluftrichtung N 45° O kann man — muß es aber nicht — als Nebenerscheinung auf eine im Tal verlaufende, gleichgerichtete Verwerfung zurückführen, die W-O-Kluft im Steinbruch bei Türkheim auf eine W—O-Störung, deren Fortsetzung aber unmittelbar gegen W zu suchen wäre. Sie würde senkrecht zu der dicht östlich von Türkheim S—N verlaufenden äußeren Haupt-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

verwerfung des Rheintalgrabens streichen. Ohne weiteres läßt sich, wie ich bereits in dem unter 2 genannten Aufsatz auf S. 143 gesagt habe, die Möglichkeit des Vorkommens einer Störung im Fechttal von Münster bis Türkheim nicht zurückweisen, bei der verhältnismäßig großen Breite des Tales könnte man sogar an eine grabenartige Absenkung denken, wie sie z. B. das breite untere Kinzigtal im Schwarzwald[7]) aufweist. Die von KLÄHN genannten Punkte weisen aber, mit Ausnahme des Steinbruchs bei Türkheim, auf S—N-Störungen hin oder kommen für die Annahme von Störungen nicht in Betracht, weil bei ihnen Schieferung von Schichtgneis, besonders aber ursprüngliche Streckung von Massengesteinen mit nachträglicher Quetschung verwechselt worden ist.

Magdeburg, 7. Februar 1924.

Interglazial und Interstadial in Pommern.

Von Herrn KURD v. BÜLOW.

(Mit 1 Textabbildung.)

In den „Abhandlungen und Berichten der Pommerschen Naturforschenden Gesellschaft" habe ich versucht (Nr. 2), den Begriff „Interstadial" zu umreißen und seine Unterschiede gegen „Interglazial" herauszuarbeiten. Dort wurde folgendes Schema aufgestellt:

I. Intermoränale Bildungen:

Ablagerungen der Zwischeneiszeiten = Interglazialschichten.

II. Intramoränale Bildungen:

1. Intramoränale Bildungen im engsten Sinne
2. a) (Interoszilläre Bildungen)
   b) Interstadiale Bildungen.

---

[7]) L. VAN WERVEKE. Die Entstehung des unteren Kinzigtales im Schwarzwalde. Der Kinzig-Bote, 10. Juli 1923, Nr. 83.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Als Normalfall einer intramoränalen Schichtenfolge wird folgende angesehen:

c) Geschiebemergel der Grundmoräne
b) Interoszilläres bzw. interstadiales Sediment
a) Geschichteter Sand des Eisrückzuges.

Denkbar ist ferner die Schichtenfolge:

c) Geschichteter Sand
b) Interstadialsediment (u. U. als kaltes Interglazial zu deuten)
a) Geschichteter Sand.

Als Intramoränal im engsten Sinne gelten Einlagerungen im Geschiebemergel einer Vereisung:

c) Geschiebemergel
b) Einlagerung
a) Geschiebemergel.

Zum Wesen des Interstadials gehört ferner ein Fossilinhalt, der für nicht gemäßigtes Klima spricht, da ja derartige Ablagerungen am Eisrande bzw. unter Einwirkung des Eisrandklimas entstehen.

Indessen lassen es die von Wesenberg-Lund mitgeteilten Beobachtungen als durchaus möglich erscheinen, daß eine gemäßigte Lebewelt unfern des Eisrandes in leicht erwärmbaren flachen Wasserbecken lebt. Ebenso lassen es Beobachtungen beispielsweise am rezenten Inlandeise Grönlands als nicht unmöglich erscheinen, daß auch nicht ausgesprochen arktische Pflanzen am Eisrande, bzw. sogar auf dem Toteise des Randgebietes existiert haben. Damit würde das biologische Charakteristikum des Interstadiales an Wert sehr verlieren.

Auch die Lagerungsverhältnisse geben nicht unter allen Umständen einwandfreie Auskunft: Während der „Normalfall" kaum eine andere Deutung als „Interstadial" zuläßt, könnte die Lagerung innerhalb geschichteten Sandes auch bei Interglazial auftreten. In diesem Fall würde die „stratigraphische" Stellung der einschließenden Sandschicht bei der Beurteilung den Ausschlag geben. Eindeutig dürfte hingegen wieder der Fall des Intramoränales i. e. S. sein.

Ein sicheres Interglazial muß zwei Forderungen erfüllen: Der Fossilinhalt muß klimatisch gemäßigt sein; außerdem muß es sich zwischen zwei verschieden alten Grundmoränen befinden.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Da der indikatorische Wert der Fossileinschlüsse nur bedingt ist, bleibt zur Beurteilung allein die Stellung im Profil übrig.

Mit anderen Worten: Interstadial- und Interglazialbildungen können nur dort mit absoluter Sicherheit angesprochen werden, wo ihre Stellung im Profil eindeutig bestimmbar ist. Dem Fossilinhalt kommt nur eine gleichsam beratende, bekräftigende Stimme zu.

Da der Unterschied zwischen Interglazial und Interstadial letzthin nur graduell ist (ich erinnere an v. Linstows Interstadial und „kaltes Interglazial" [Nr. 4]); da ferner zahllose Faktoren die Art der Ablagerung sowie die Auswahl der erhaltungsfähigen und erhalten bleibenden Fossilien oder Schichten beeinflußt (Nr. 2), ist die Zuteilung zu der einen oder der anderen Kategorie oftmals Sache der persönlichen Einstellung, sofern nicht die Lagerungsverhältnisse nur eine ganz bestimmte Erklärung zulassen bzw. heischen.

Unter diesem Gesichtswinkel sollen im folgenden die wichtigsten bisher bekanntgewordenen fossilführenden Diluvialablagerungen Pommerns besprochen werden.

Von diesen gehören mit Sicherheit dem „II. Interglazial", d. h. dem letzten, an (vgl. hierzu Nr. 1, 3, 11, 15, 7 u. a.):

Belgarder Vorkommen:

1. 26 m Oberes Diluvium
   6,7 m Diatomeenerde
   3 m Diluvium und Tertiär
2. 22,5 m Oberes Diluvium
   5 m kalkhaltiger Sand

   Diatomeenführender Tonmergel

   3 m Kies und Sand
3. dasselbe, darunter:
   Geschiebemergel (bis 31,75 m).

Doeberitz bei Tempelburg:

2 m Kies
30 m Geschiebemergel
2,5 m Spatsand

Diatomeenerde

8 m Sand
1,5 m Geschiebemergel.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Lehmhagen bei Grimmen:

0—30 m: „Gelber Lehm"
Geschiebemergel? „Grauer, sehr fetter Ton"
dto., mit etwas Sand, Glimmerschuppen und Pflanzenfasern
Grober, grauer Sand.

Barth:

21 m Oberes Diluvium ($\partial m + \partial s$)
2 m torfiger Sand
62 m Diluvium.

Niepars:

43 m Oberes Diluvium
2 m Kiesiger Sand
2 m Torf
1 m Kies mit Torfresten und Süßwassermollusken
1 m Kies mit Süßwassermollusken
Kies.

Glötzin, Krs. Belgard:

11 m Geschiebemergel
1 m Torf
15 m Geschiebemergel
30 m Kies und Geschiebemergel.

Zetthün bei Kurow (Hinterpommern):

Geschiebemergel
Geschiebesand mit
0,3 m Torf
1,5 m Süßwasserkalk.

Unsicher sind:

Hiddensö (Dornbusch), d. h. das Vorhandensein von marinem jüngeren Interglazial ist zweifelsfrei, während die Existenz von älterem nicht sicher ist (vgl. Deecke, Gagel, Munthe, v. Linstow u. a.). Gagel tritt für zwei Interglaziale ein, während v. Linstow im Anschluß an Munthe nur das jüngere Interglazial für einwandfrei hält. Deecke (Nr. 1) rechnet das Vorkommen (im Anschluß an Elbert) ebenfalls zum zweiten Interglazial und erwähnt ähnliche Tone von Wiek a. Rügen, Wittow und der Oie.

Dem ersten (vorletzten) Interglazial gehören an:

Das Vorkommen von mehr oder weniger arktischen Moosformen in Sand am Kieler Bach (auf Jasmund),

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

das zum älteren Diluvium gehört und von v. Linstow zum kalten Interglazial I. gezählt, von Keilhack als Interstadial aufgefaßt wird.

Auch das von Jaeckel (Nr. 5) vom Wissower Bach (auf Jasmund) erwähnte Vorkommen von kohligen Pflanzenresten in altdiluvialem Sand ist hier anzuführen.

Im Küsterschen Bruch bei Saßnitz wurde von Struckmann (Nr. 8) ein Profil gefunden, das Deecke als unsicher ablehnt, während es Gagel (Nr. 7) in das erste Interglazial stellt.

Ferner sind zu nennen:

Gagels Interglaziale Ferretisierungszone von Finkenwalde (Nr. 13) möge wegen der Ungeklärtheit der betreffenden Verwitterungsvorgänge bzw. ihrer Analoga in den Wirkungen des Grundwassers außer Ansatz bleiben (vgl. hierzu u. a. Nr. 12);

das in Nr. 2 beschriebene Interstadial von Neuenkirchen bei Anklam ist zum Poststadial v. Linstows zu zählen;

ein neues Vorkommen wurde bei Stolp[1]) anläßlich des Baues der dortigen Stadions aufgeschlossen. (Über einige Bohrungen, die in Stolp beim Bau der Wasserleitung auf der Kassuber Straße innerhalb von 60 m Tiefe zweimal je 1 bis 1½ m Torf angetroffen haben sollen, konnte Näheres noch nicht in Erfahrung gebracht werden.)

Nördlich der Friedhöfe, zwischen diesen und der „Lohmühle" befindet sich eine ausgedehnte Sandgrube in Diluvialsand, die gegenwärtig zum Sportplatz umgewandelt wird. Vom Westende dieser Grube wird ein Weg nach Norden gelegt, der den Sportplatz mit dem Wege Lohmühle—Waldkater verbinden soll. Bei dieser Gelegenheit wurde ein zusammenhängender Aufschluß geschaffen, der folgendes Profil lieferte (s. Abb.):

Von oben nach unten:

9. 1 m völlig verlehmter und entkalkter Geschiebemergel = oberer Geschiebemergel;
8. 6—8 m verschiedenkörniger, fluviatil geschichteter Sand und Kies mit wenig gestörter Lagerung;
7. 1,5 m leicht angewitterter, graugrüner Geschiebemergel, geschiebeführend, mit etwa handgroßen, gleich-

[1]) Die Kenntnis dieses Vorkommens verdanke ich der Freundlichkeit des Herrn Dr. Bannier in Stolp.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

gerichteten Linsen von Quarzglimmersand, „Grünsand" und Spatsand;

6. rund 1 m verschiedenkörniger, fluviatil geschichteter Sand:
   a) $^3/_4$ m heller „Formsand", feinkörnig, schwach bindig.
   b) $^1/_4$ m grober, rotbrauner, eisenreicher Sand, deutlich abgesetzt.

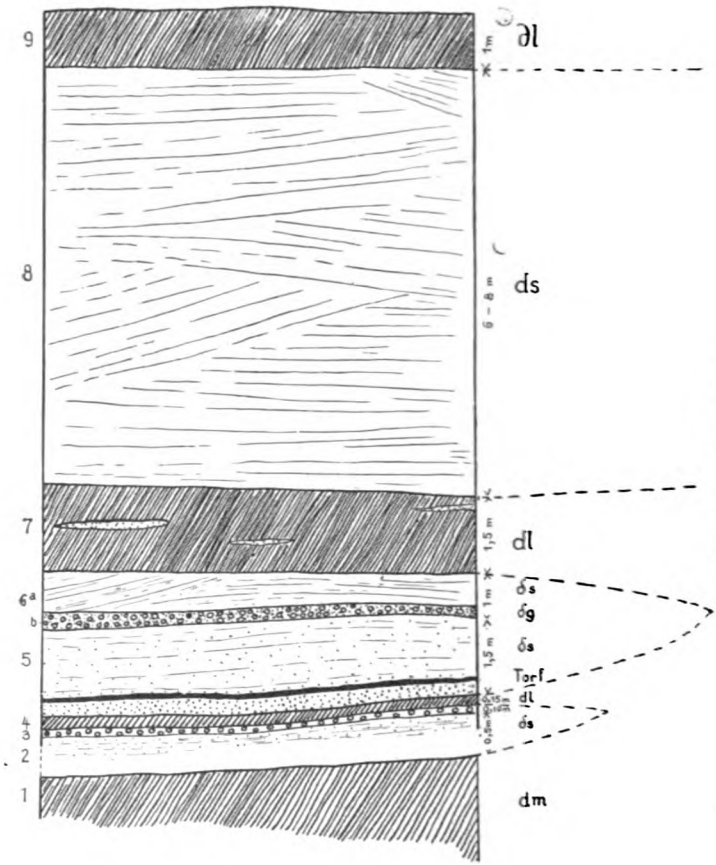


Abb. 1.

5. 1,5 m feiner, heller Sand;

(Offenbar liegt hier eine linsenförmige Einlagerung im Geschiebemergel vor, die auf 20—25 m Erstreckung beobachtet werden konnte.)

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

4. 0,15 m graugrüner, leicht angewitterter Geschiebemergel;
3. 0,10 m Kies;
2. mehr als 0,5 m feiner, grauer Sand.

Das Liegende ist an dieser Stelle unmittelbar nicht aufgeschlossen, doch ist etwa 75—100 m südlich in einem neuen Graben in entsprechender Höhenlage

1. völlig unverwitterter, blauer, geschiebeführender Geschiebemergel angetroffen worden.

In der beigefügten Skizze wurden die Schichten 1 bis 7 zusammengefaßt und als Unterer Geschiebemergel mit Sandeinlagerungen angesehen. Dazu berechtigt der Verwitterungsgrad der drei beobachteten Geschiebemergellagen, der nach oben hin zunimmt, während die liegende Schicht keinerlei Anzeichen von Verwitterung zeigt.

Wir hätten demnach unter 1 m Grundmoräne der jüngsten Vereisung und 6—8 m fluviatilem Sand (Vorschüttungssand? leicht gestört) einen älteren Geschiebemergel, der mehrfach von Sandschichten bzw. -linsen unterbrochen wird.

Diese sandigen Einlagerungen gliedern sich von unten nach oben in feinen Sand (2), der dem Fernsein, in groben Sand (3), der dem Herannahen des Eisrandes entsprechen könnte, während die geringmächtige Mergellage (4) einen Aufenthalt des Eises an dieser Stelle bezeichnet. Alsdann folgt mit Schicht 5 eine ruhige Periode, in der sich vorübergehend Torf bilden konnte, danach bald eine Zeit gesteigerter Transportkraft (6), ein abermaliger Vorstoß, der die Grundmoräne (7) brachte, und schließlich das endgültige Zurückweichen dieses Eises (8).

Die Torfschicht in (den untersten 30 cm von) Schicht 5 ist demnach als Interstadial anzusehen, und zwar — nach v. Linstows Nomenklatur — als älteres Interstadial II.

Der Torf in Schicht 5 befindet sich offenbar auf primärer Lagerstätte, die hangende, wie auch die liegende Grenze sind absolut scharf, die Mächtigkeit des Flötzchens beträgt 3—10 cm. Es konnten Partien von braunkohleartig erdiger Beschaffenheit neben solchen unterschieden werden, die in auffälliger Weise die Beschaffenheit rezenten, homogen-knetbaren, schwarzen Flachmoortorfes haben. In beiden treten haselnuß- bis taubeneigroße, wohlerhaltene,

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

halbzersetzte Holzreste auf, die offenbar sowohl Laub- wie Nadelhölzern angehören. Ob diese Holzreste bodeneigen oder aber eingespült sind, ließ sich nicht feststellen. Einmal wurde eine etwa eigroße, innen ockergelbe, eisenschüssige Torfknolle gefunden, die — im Verein mit den anderen Merkmalen — für Flachmoor spricht.

Eine nähere Untersuchung hat folgendes Ergebnis gezeitigt: An Stelle der sonst üblichen Aufhellung und Mazeration mittels Salpetersäure und darauffolgender Schlämmung und makroskopischer Untersuchung wurde infolge der offensichtlich weit vorgeschrittenen Humifikation des Materiales mit Oxalsäure behandelt und mikroskopisch auf Pollen untersucht. Der Erfolg war negativ und blieb es auch bei erneuter Behandlung einer Probe mit kochender Kalilauge. Mit Ausnahme der erwähnten Holzreste und winziger Gewebefetzen fand sich kein struierter Pflanzenteil. Amorpher Humus bildete den nahezu einzigen Bestandteil der Masse.

Insgesamt ergibt sich für Pommern bisher folgendes Bild:

Die wenigen nennenswerten, fossilführenden Diluvialablagerungen der Provinz sind dem letzten (II.) Interglazial zuzuweisen.

Was mit Sicherheit zum I. Interglazial gehört (Kieler Bach), enthält arktische Formen und zeigt interstadialen Charakter in Lagerung und Inhalt. Das Vorkommen im Küsterschen Bruch scheidet als unsicher aus.

Als Poststadial ist das Neuenkirchener, als älteres Interstadial II das Stolper Vorkommen bekannt.

Mit anderen Worten: Interglaziale Ablagerungen treten in ausgeprägter Form — wenn sie sich auch weder nach Menge noch nach Mächtigkeit mit vielen Vorkommen außerhalb der Großen baltischen Endmoräne messen können — nur in der letzten Zwischeneiszeit auf; in der älteren finden sie sich in verschwindender Zahl und zeigen interstadialen Charakter. In Einklang hiermit steht die Verteilung der Tierreste des Diluviums. Deecke (Nr. I) führt die ihm bekannt gewordenen Funde an: Sie stammen alle aus dem jüngeren Diluvium. Der einzige dürftige Tierrest aus dem älteren Diluvium wird von Munthe von Jasmund aus dem schon erwähnten Interglazial angeführt (vgl. Nr. 1).

Zugegeben, daß dieser Mangel älterer Fossilfunde z. T. auf deren tieferer Lage beruht, so bleibt es trotzdem

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

beachtenswert, daß sich nicht mehr gefunden haben, obwohl Pommern nicht arm ist an Bohrungen, die bis 100 und mehr Meter Tiefe hinabreichen.

In Übereinstimmung mit diesem pommerschen Befunde steht die Zweigliederung der jüngeren Grundmoränen auf Bornholm und in Schonen, die darauf hinweist, daß während der letzten Zwischeneiszeit das gesamte Ostseegebiet zwischen Skandinavien und Norddeutschland eisfrei war, während für das ältere Interglazial sichere Anzeichen dieser Art fehlen. Andererseits aber scheint die eisfreie Periode Schonens mehr den Charakter eines Interstadiales als eines langdauernden Interglaziales gehabt zu haben (Hennig, Nr. 19).

Ebenso macht es A. G. Högbom (Nr. 20) wahrscheinlich, daß die wenigen, hierher gehörenden fennoskandischen Fossilfunde des Diluviums dem jüngeren Interglazial angehören und daß ein älteres Interglazial in Skandinavien fehlt. Auch Kola hat nur eine Zwischeneiszeit gehabt. In neuester Zeit tritt Gustav Braun (Nr. 21) sogar für poststadiale Zugehörigkeit der betreffenden Vorkommen (Luleå, Hernösand, Bollnäs, Jämtland, sowie das von ihm aufgefundene bei Torneå) ein. Von Bedeutung scheint daran, daß alle diese, dem jüngeren Diluvium angehörenden Vorkommen nicht mehr als interstadialen Charakter haben. Ferner wurden im Dovre (Norwegen), also im Zentralgebiet der Vereisung, Mammuthreste gefunden (Nr. 20), die für eine, wenn auch vorübergehende, so doch beträchtliche Klimaänderung sprechen, die wahrscheinlich im jüngsten Interglazial, bestimmt aber im jüngeren Diluvium eingetreten ist.

Alles in allem ergibt sich der interstadiale Charakter der nordeuropäischen, fossilführenden Diluvialschichten, die ausnahmslos dem jüngeren Diluvium angehören. Es liegt nahe, das ergiebige Pommersche Interglazial II mit jenen Interstadialen zu parallelisieren und den quantitativen Zeitunterschied mit den Unterschieden in der Entfernung vom Nährgebiet zu erklären.

Folgerichtig darf dann dem älteren Interglazial (I.) in Pommern nur interstadiales Ausmaß zugebilligt werden, das durch das zeitlich und räumlich geringfügige Zurückweichen des Eisrandes nach Norden zu erklären ist und zum Märkischen und anderen außerhalb der Großen baltischen Moräne gelegenen Interglazial I in ähnlichem Ver-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

hältnisse steht, wie das nordische Interglazial zum Pommerschen Interglazial II.

Was nun die Pommerschen Poststadialbildungen angeht, d. h. Interstadiale des zurückgehenden letzten Inlandeises, so ist folgendes zu sagen:

Fossilführende Poststadiale sind bislang noch nicht beschrieben worden, wenn man nicht den in Nr. 2 behandelten poststadialen Süßwasserkalk von Neuenkirchen bei Anklam hierher rechnen will.

In diesem Zusammenhang sind einige Profile beachtenswert, die Soenderop 1911 (Nr. 23) mitteilt: An mehreren Stellen im Kreise Pyritz ist unter oberem Geschiebemergel „Tonmergel" angetroffen worden. Proben einer ähnlichen dortigen Bohrung verdanke ich der Freundlichkeit von Herrn Prof. v. Linstow. Es handelt sich offenbar um typischen Staubeckenton, der beim provisorischen Schlämmen Fossilien ergeben hat (besonders Schalenbruchstücke von Konchylien und Foraminiferen. Näheres soll in anderem Zusammenhange mitgeteilt werden).

Fossilfreie Poststadiale, d. h. Profile, die für Schwankungen des Eisrandes beim endgültigen Rückzuge sprechen, sind hingegen seit langem bekannt. Gagel spricht mehrfach von zwei getrennten Moränenbänken an der unteren Oder zwischen Oderberg und Gartz und in der Uckermark zwischen Prenzlau und Templin, die „eine ganz kurze Schwankung, allerdings nicht unbedeutenden Maßstabes" bezeugen. Entsprechend liegen die Verhältnisse nach Keilhack (1889, 1893) in Hinterpommern. Ferner findet sich bei Groß-Jannewitz im Kreise Lauenburg in Pommern unter etwa 1 m oberem Geschiebemergel deutlich gebänderter Tonmergel (unmittelbar südwestlich des Gutshofes).

Uckermark, untere Oder und Hinterpommern deuten darauf hin, daß auch für die Pommersche Hauptendmoräne das gleiche gilt, wie nach den Beobachtungen in Masuren bei Passenheim, an der unteren Weichsel, bei Lübeck und um Schleswig für diese Gebiete, daß nämlich die Hauptendmoräne Pommerns ihre Entstehung einem erneuten Vorstoß während des Rückzuges verdankt. Es liegt nahe, diesen Vorstoß bzw. seine (klimatischen?) Ursachen als einheitlich anzusehen, sofern die südbaltische Hauptendmoräne selbst als einheitlich anzusprechen ist.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Pyritz, Anklam und Groß-Jannewitz repräsentieren untergeordnete Vorstöße während des weiteren Rückmarsches und sind wahrscheinlich ebenfalls, doch mit weniger bedeutenden Randlagen, genetisch verknüpft.

* * *

Benutzte Literatur.

1. W. Deecke, Geologie von Pommern (Berlin 1907).
2. K. v. Bülow, Interstadial in Pommern (Abh. u. Ber. d. Pomm. Naturforsch. Ges. Stettin IV. 1924).
3. Wahnschaffe-Schucht, Geologie und Oberflächengestaltung des Norddeutschen Flachlandes (IV. Aufl. Stuttgart 1921).
4. O. v. Linstow, Zur Kritik der außeralpinen Interstadiale (Geol. Rdsch. IV. 1913).
5. O. Jaekel, Vier nordische Eiszeiten (XVI. Jahresber. Geogr. Ges. Greifswald. Greifsw. 1917).
6. O. Jaekel, Glaziale Schollen in Rügen (Abh. a. d. geol.-paläontol. Inst. d. Univ. Greifswald I. Greifsw. 1920).
7. Gagel, Die Beweise für eine mehrfache Vereisung Norddeutschlands in diluvialer Zeit (Geol. Rdsch. IV. 1913).
8. C. Struckmann, Brief an W. Dames (Zeitschr. d. Dtsch. Geol. Ges. XXXI. 1879. S. 788).
9. Eugen Geinitz, Das Diluvium Deutschlands (Stuttgart 1920).
10. W. Wolff, Über Glazial und Interglazial in Norddeutschland (Congrès géologique international XII. Canada 1913).
11. O. v. Linstow, Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland (Abh. d. Preuß. Geol. Landesanstalt N. F. 87. Berlin 1922).
12. Kurt Hucke, Diluvialprobleme (Leipzig, Max Weg, 1923).
13. Gagel, Neue Beobachtungen in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Stettin über Untereocän, Paleocän? und Interglazial (Ztschr. d. Dtsch. Geol. Ges. Bd. 66. Berlin 1914).
14. Gagel, Zur Frage des Interglazials (Centralbl. f. Min. usw. Nr. 22. Stuttgart 1905).
15. Gagel, Die letzte, große Phase der diluvialen Vergletscherung Norddeutschlands (Geol. Rdsch. VI. 1915).
16. Siegert, Zur Kritik des Interglazialbegriffs (Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt XXIX, Teil I, Berlin 1909).
17. W. Deecke, Betrachtungen zum Problem des Inlandeises in Norddeutschland und speziell in Pommern (Ztschr. d. Dtsch. Geol. Ges. 58. Mon.-Ber. 1. Berlin 1906).
18. Kurt Hucke, Geologie von Brandenburg (Stuttgart 1922).
19. Anders Henning, Geologischer Führer durch Schonen (Berlin 1900).
20. A. G. Högbom, Handbuch der Region. Geologie IV. 3: Fennoskandia (Heidelberg 1906).

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

21. Gustav Braun, Über einen neuen Fund von Geschiebemergel über Sanden bei Torneå (Geolog. Fören. i. Stockholm Förhandl. 45. Stockholm 1923).

22. O. Jaekel, Die Gliederung des Diluviums in Rügen (Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 72, Mon.-Ber., Berlin 1920).

23. F. Soenderop, Der Oberflächenbau des Kreises Pyritz in Pommern usw. Anhang zum Inventar der Bau- und Kunstdenkmäler des Kreises Pyritz (Stettin 1911).

Digitized by Google

Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 5–7. 1925.

Protokoll der Sitzung am 6. Mai 1925.

Vorsitzender: Herr KRUSCH.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und macht Mitteilung von dem Ableben des Mitgliedes Herrn Bankier Dr. S. MEYERSTEIN in Hannover. Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Andenkens an den Verstorbenen von ihren Sitzen.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Herr Bergassessor a. D. und Bergwerksdirektor SCHMID in Hüls (Kreis Recklinghausen);
Herr Assistent Dr. HANS FREBOLD in Königsberg i. Pr.;
Herr Dr. W. I. JONGMANS in Heerlen (Niederlande).

Die Genannten werden aufgenommen.

Nach Vorlage der Neueingänge für die Bücherei erteilt der Vorsitzende das Wort Herrn **K. GRIPP** zu seinem Vortrage über: **„Eine morphologische Grenze im nordwestdeutschen Flachland und deren Bedeutung“**[1]).

An der Aussprache beteiligen sich die Herren KEILHACK, WOLDSTEDT, WOLFF, KRAUSE, KRUSCH und der Vortragende.

Herr **QUIRING** spricht **„Über Glimmerklüfte, Lettenklüfte, Schichtung und Schieferung am Südabfall der Niederen Tauern“**[2]).

Dazu sprechen die Herren BREDDIN und AHRENS[3]).

---

[1]) Siehe S. *128*.
[2]) Siehe S. *130*.
[3]) Siehe S. *137*.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Herr **ERICH SEIDL** behandelt **„Das Problem der Kerbwirkung“**[4]).

In der Diskussion sprechen Herr KRUSCH und der Vortragende.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

DIENST. KRUSCH. PICARD.

Protokoll der Sitzung am 10. Juni 1925.

Vorsitzender: Herr KRUSCH.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung mit der Nachricht, daß das Mitglied der Gesellschaft, Herr Privatdozent Dr. H. VON WOLF in Innsbruck, gestorben ist. Die Versammlung erhebt sich zu seinem Gedächtnis.

Als Mitglieder der Gesellschaft werden sodann aufgenommen:

Herr KARL KÄSE, Kaufmann in Eschershausen;
Herr Postinspektor ERICH KENTER in Lemgo;
Herr Postinspektor ADOLF DEPPE in Bielefeld;
Herr Geologe Dr. RUDOLF HERRMANN in Celle (Hannover).

Sodann werden vom Vorsitzenden die als Geschenk für die Bücherei eingegangenen Druckschriften vorgelegt.

Hierauf spricht Herr **K. KEILHACK: „Zur Geologie des östlichen Teiles der Insel Curaçao und ihrer Phosphatlager“** (mit Lichtbildern)[1]).

Anschließend daran erfolgt durch Herrn **BEHREND die Vorlegung der von Herrn KEILHACK gesammelten Phosphatproben.**

Zu der Erörterung beider Vorträge sprechen die Herren KRUSCH, POMPECKJ, SOLGER und die Vortragenden.

Nach Genehmigung des Protokolls wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

KRUSCH. SOLGER. BÄRTLING.

---

[4]) Der Vortrag wird in erweiterter Form in den Abhandlungen abgedruckt.

[1]) Der Vortrag erscheint in den Abhandlungen.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Protokoll der Sitzung am 1. Juli 1925.

Vorsitzender: Herr KRUSCH.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und macht Mitteilung von dem Ableben der Herren Dr. JOHN MASON-CLARKE in Albany (N.-Y.) und Bergrat EBELING in Hannover. Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Andenkens an die Verstorbenen von ihren Sitzen.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:
Herr Lehrer Dr. ERNST KÖPF in Buchenau, Kr. Hünfeld;
Herr Lehrer KÖHLER in Sielen, Post Hümme, Kr. Hofgeismar;
Herr Hilfsschullehrer H. KIRCHHOFF in Gevelsberg i. Westf.

Die Genannten werden aufgenommen.

Der Vorsitzende erteilt darauf Herrn DIENST das Wort zur Verlesung einer brieflichen Mitteilung des Herrn **R. BÄRTLING „Über einen Laufsteg im Liegenden des jüngeren Löß bei Hörde i. W.“**[1]) Dazu spricht der Vorsitzende.

Herr **E. FULDA** spricht über **„Temperatur und Übersättigung der Laugen bei der Bildung von Kalisalzlagerstätten.“**[2])

Dazu sprechen Herr HEYKES, der Vorsitzende, Herr POMPECKJ und der Vortragende.

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

DIENST. KRUSCH. POMPECKJ.

---

[1]) Siehe S. *138*.
[2]) Siehe S. *146*.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Vorträge.

Über eine morphologische Grenze im nordwestdeutschen Flachland und deren Bedeutung.

(Vortrag, gehalten in der Sitzung am 6. Mai 1925.)

Von Herrn K. Gripp in Hamburg.

Gibt man den Meßtischblättern des nordwestdeutschen Flachlandes durch Farbgebung der einzelnen Höhenstufen erhöhte Übersichtlichkeit, so läßt sich aus ihnen erkennen, wodurch sich die Oberflächenformen des Glazials im Randgebiet der Ostsee von den Oberflächenformen weiter südlich gelegener Glazialgebiete unterscheiden.

Für die Ostseerandgebiete sind vor allem folgende Formen bezeichnend:

1. unruhige, an Kleinformen reiche Oberflächenformen;
2. ringsgeschlossene Wannen und Kessel einschließlich Seen;
3. ein wirres, nicht ausgereiftes Flußnetz.

Hingegen sind den weiter südlich gelegenen Gebieten neben anderen folgende Formen eigen:

1. ruhige, sanftgeneigte Formen;
2. das Fehlen größerer abflußloser Hohlformen und Seen;
3. eine Zertalung, die in wasserdurchlässigen wie wasserundurchlässigen Gebieten von den höchstgelegenen Teilen gleichmäßig in alle Richtungen verläuft;
4. zahlreiche Trockentäler bis zu 15 km Länge, und zwar z. T. in heute vollkommen durchlässigen Gebieten;
5. zumeist auffallend geradlinige Wasserläufe.

Diese Unterschiede besagen, in dem einen Gebiet herrschen die Formen der Aufschüttung weitgehend vor, im anderen Gebiet jedoch sind fast ausschließlich Formen

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

der Zerstörung vorhanden, also Akkumulationsformen einerseits, Erosionsformen andererseits[1]).

Eingehende Untersuchung ergab: die Grenze zwischen den beiden Gebieten ist durchaus scharf, Ausnahmen bestehen nicht[2]). Diese morphologische Grenze kann nur als Grenze der letzten Vereisung aufgefaßt werden aus Gründen, die ich a. a. O. auseinandergesetzt habe.

Erörterungen im Anschluß an den Vortrag bestätigten weiter meine Vermutung, daß die erwähnte morphologische Grenze auch die Grenze für die Verbreitung der in S- u. W-Holstein und in der Lüneburger Heide nahe der Oberfläche vorhandenen Windschliffzone ist; die in den genannten Gebieten so häufigen windgeschliffenen Geschiebe fehlen innerhalb der morphologischen Grenze!

Ferner ergab sich neuerdings, daß das Harburger Hochgebiet und der Fläming, die schon von WERTH als Teile ein und desselben Endmoränenzuges erkannt waren, geologisch und morphologisch auffallend übereinstimmen:

1. beide sind bis tief hinab aufgebaut aus wasserdurchlässigen Sanden, daher z. B. Bl. Stackelitz keinerlei Oberflächenentwässerung aufweist, ebenso wie über 250 qkm südwestlich von Harburg;
2. zahlreiche Trockentäler ziehen in beiden Gebieten von den höchstgelegenen Teilen in alle Richtungen;
3. in beiden Gebieten sind örtlich Trockentäler von Löß ± erfüllt:
   Bl. Harburg und Hittfeld, Bl. Jüterbog und Schlenzer;

---

[1]) Jene Unterschiede sind schon vor mir mehr oder weniger deutlich erkannt worden, wie ich in meiner Arbeit: „Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in NW-Deutschland", Mitteilg. d. Geogr. Ges. in Hamburg Bd. 36, S. 159—245, Hamburg 1924, auseinandergesetzt habe. Zu der Aufzählung ebenda S. 169 ist P. WOLDSTEDT: „Beiträge zur Morphologie von Nordschleswig", Mitteil. d. Geogr. Ges. in Lübeck, 2. Reihe, Heft 26, 1912, zuzufügen. W. hebt die Unterschiede der beiden Landschaftstypen sehr richtig hervor und verweist ferner auf eine Arbeit USSINGS vom Jahre 1907.

[2]) Die Blätter Klannin, Sydow und Kusow, von denen in der Diskussion behauptet wurde, sie stellten ein Gebiet mit Erosionsformen inmitten der Aufschüttungslandschaft dar, widersprächen also meinen Auffassungen, zeigen außer Steilrandzertalung einige längere Trockentäler. Gewiß verdienen jene Formen auf ihre Entstehung näher untersucht zu werden; an der Zugehörigkeit des ganzen Gebietes zur Akkumulationslandschaft können jedoch keine Zweifel bestehen, da das Gebiet örtlich äußerst kuppig ist und zahlreiche abflußlose Wannen sowie Seen aufweist.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

4. in beiden Gebieten haben die das Endmoränengebiet querenden Flußsysteme mächtige Schuttkegel am Rande des Urstromtals aufgehäuft.

Vom Nordrand des Fläming machte KEILHACK (Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1886, S. 135) mehrere solche Schuttkegel bekannt. Ähnlich finden wir sie auf Bl. Harburg vor den Trockentälern von Neugraben und Neu-Wiedenthal. Aber auch die Seeve hat einen solchen Schuttkegel in das Elbtal hineinverfrachtet. Dieser ist, worauf mich Herr Baurat LOHE von der Eisenbahndirektion in Altona freundlichst aufmerksam machte, auf der geologischen Karte Bl. Allermöhe trotz der Torfbedeckung aus den Zahlen über die Mächtigkeit des Torfes vor und seitlich des Austritts der Seeve aus der Geest deutlich zu erkennen. Also auch bei Harburg sind jene Schuttkegel ganz wie am Fläming (s. KEILHACK) z. T. unter Torf begraben.

Über Glimmerklüfte, Lettenklüfte, Schichtung und Schieferung am Südabfall der Niederen Tauern.

(Vortrag, gehalten in der Sitzung am 5. Mai 1925.)

Von Herrn H. QUIRING.

Bei der tektonischen Untersuchung des Erzberges von Hüttenberg in Kärnten im Jahre 1924, über die ich an anderer Stelle ausführlich berichten werde, verwandte ich auf die Erkennung der Kluftverhältnisse besondere Sorgfalt, wie sie sich im Siegerlande bei der Ausrichtung verworfener Gangkörper bewährt hatte. Es ergab sich, daß die bruchlose Faltung, die sowohl auf den geologischen Karten des Gebietes als auch auf den Sohlenrissen dargestellt war, nicht allein den Gebirgsbau bestimmt, sondern daß Sprünge, flache und steile Überschiebungen in ebenso hohem Umfange als Struktur-Elemente auftreten. Die Spezialtektonik des kristallinen Kerns der Ostalpen zeigt überraschende Ähnlichkeiten mit der Tektonik der deutschen paläozoischen Mittelgebirge.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Auf diese Fragen möchte ich aber an dieser Stelle nicht eingehen, vielmehr ist der Zweck meiner kurzen Darlegungen, Ihnen eine neue Beobachtung mitzuteilen, die uns eine Methode eröffnet, aus der Ausfüllung einer Kluft, sei es nun eines Sprunges, eines Blattes oder einer Überschiebungskluft, ihr relatives Alter abzuleiten.

An den vielen hundert Klüften, die in den kristallinen Kalken von Hüttenberg über und unter Tage aufgenommen werden konnten, beobachtete ich, daß zahlreiche Klüfte eine bis 10 m mächtige glimmerschiefrige Ausfüllung enthielten, während in unmittelbarer Nachbarschaft ähnliche Klüfte ausschließlich lettige (tonige, feinsandige und feinkalkige) Ausfüllung besaßen. Dieselbe Beobachtung machte ich im Bereich des Glimmerschiefers. Ihn durchsetzten ebenfalls nicht nur Glimmerschiefer-führende, sondern auch Letten-führende Klüfte. Zur kurzen Bezeichnung der Glimmerschiefer führenden Klüfte, die ich durch Kompaßmessung festlegte, wählte ich den Namen Glimmer-Klüfte.

Die Mehrzahl dieser Glimmerklüfte verläuft im Gebirgsstreichen. Nur um 5°—20° weicht ihr Streichen und Einfallen vom allgemeinen Streichen und Einfallen der kristallinen Gesteine ab. Deutliche Stauchung und Überkippung beiderseits der Glimmerklüfte erweist ihre Entstehung durch schuppenartige Überschiebung.

Geringer an Zahl und tektonischer Bedeutung sind diejenigen Glimmerklüfte, deren Entstehung auf Horizontalverschiebung bzw. Vertikalverwerfung zurückzuführen ist.

Die Glimmerklüfte dürften in folgender Weise entstanden sein: vor der Gesteinsmetamorphose waren in den geschichtet abgelagerten Kalken, Tonschiefern und Bänderschiefern (sedimentiert abwechselnd aus grobsandigem und feinsandig-tonigem Detritus) Überschiebungsklüfte, Blätter und Sprünge entstanden, die Kluftletten (zerriebenes und geschlepptes Nebengestein) enthielten. Bei der Metamorphose der Sedimente zu kristallinen Kalken und Glimmerschiefern wurde auch die tonige und feinsandige Kluftausfüllung umgewandelt, und zwar zu Glimmerschiefer. Nach Abschluß der Metamorphose rissen neue Klüfte auf, die ihre erste Ausbildung als Lettenklüfte bewahrt haben.

Auch die Lettenklüfte des Hüttenberger Erzberges gliedern sich in Überschiebungsklüfte, Blätter und Sprünge.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Daß tatsächlich die Glimmerklüfte den Lettenklüften gegenüber ein höheres Alter besitzen, geht aus folgenden Beobachtungen hervor:

1. Treffen Lettenklüfte mit Glimmerklüften zusammen, so sind stets die letzteren durch die ersteren verworfen.
2. Die Glimmerklüfte sind z. T. wieder aufgerissen. Die dabei neuentstandene Kluft, die inmitten der Glimmerkluft liegt oder ein Salband bildet, ist meist eine Lettenkluft.
3. Die Glimmerüberschiebungen sind z. T. in einer jüngeren Pressungsperiode verbogen worden, während die Lettenklüfte das kristalline Massiv fast eben durchsetzen.
4. An den Glimmerklüften erscheinen die Spateisensteinkörper des Kärntner Erzberges nirgends verworfen und überschoben. Glimmerklüfte und Regionalmetamorphose sind daher älter als die Spateisensteingeneration der Ostalpen.

Die räumliche Lage der Glimmerüberschiebungsklüfte[1]), die einem präkristallinen Zusammenschub kurz nach der Sedimentation ihre erste Anlage verdanken und die, wie hervorgehoben, lediglich durch jüngere Lettenklüfte deformiert und transformiert sind, deutet zunächst daraufhin, daß eine jüngere Faltung postkristallinen oder postsideritischen Alters nicht stattgefunden hat. Die postsideritische (jungmesozoisch-tertiäre) alpine Druckphase hat sich im Bereich des kristallinen Kerns ausschließlich in Überschiebung (Schuppung) unter Vermittelung von Lettenklüften geäußert. Die junge alpine Druckphase hat demnach weder zeitlich noch genetisch etwas mit der Regionalmetamorphose zu tun.

Die Glimmerklüfte sind also Symptome der vorkristallinen, die Lettenklüfte Symptome der nachkristallinen Tektonik der Ostalpen.

Eine transversale Schieferung, wie sie in den präpermischen deutschen Mittelgebirgen vorhanden ist, zeigen die Glimmerschiefer im Bereich des Kärntner Erzberges nicht. Die lamellare Textur (Glimmer- und Quarzbänderung) der Glimmerschiefer ist hervorgegangen aus

[1]) Es besteht im Allgemeinen zwischen Kluft-Fallen und dem Fallen des Nebengesteins ein Winkel von 15—20°. Der Unterschied im Streichen beträgt 5—10°.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

echter Schichtung, d. h. aus der ursprünglichen Wechsellagerung feinsandig-tonigen und grobsandigen Sediments. Diese Auffassung habe ich aus folgenden Beobachtungen gewonnen:

1. Das Streichen der Lagentextur des Glimmerschiefers ist völlig gleichgerichtet mit dem Streichen der Bänderung des benachbarten Kalkes, die durch lagenweise stärkere und schwächere Muskoviteinstreuung in Paralleltextur erzeugt ist.
2. Das aus dem Durchschnitt mehrerer hundert Messungen gewonnene mittlere Streichen der Textur des Glimmerschiefers und des Kalkes stimmt vollständig überein mit dem über Tage durch Kartierung festgestellten Verlauf der streichenden Grenze zwischen Kalk und Glimmerschiefer.
3. Generalstreichen und Fallen des Glimmerschiefers und des Kalkes stimmen mit dem Streichen und Fallen der Turmalin-Pegmatit-Züge überein, die als Effusivlager dem Glimmerschiefer und Kalk eingelagert sind.
4. Die an den Glimmerüberschiebungsklüften eingetretenen Schleppungen und Stauchungen (Umbiegungen, Überkippungen) der ursprünglichen Sedimente sind trotz der Metamorphose der Kluftausfüllung und des Nebengesteins noch deutlich erkennbar; die Schieferung macht diese Biegungen mit, obwohl sie jünger ist als sie. Ich verweise auf die nachstehende Zeichnung. Eine Metamorphose mit Seitendruckschieferung hätte die ursprünglichen Merkmale der vorkristallinen tektonischen Bewegungen vernichtet oder doch verwischt.

Von diesen Beobachtungen ist 2 so eindeutig, daß kein Zweifel bestehen kann, daß die „Schieferung" des Glimmerschiefers der ursprünglichen Schichtung entspricht und lediglich unter allseitigem statischem Druck bei der Umkristallisation entstanden ist, indem die lamellaren Komponenten ihre Stellung in der Schichtungsfläche im wesentlichen bewahrt und sich nur durch ungleichmäßige Ausdehnung (Streckung) in der Schichtungsfläche um geringe Beträge gegeneinander verschoben haben.

Daß die Schieferung im Bereich des Hüttenberger Erzberges unter allseitigem Druck entstanden ist und als Begleiterscheinung des Vorganges der Umkristallisation zu werten ist, läßt sich auch aus der

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Textur der Ausfüllung der Glimmerüberschiebungsklüfte ableiten. Die ursprünglich parallel zu den Kluftflächen eingestellte Textur des Kluftschiefers ist bei der Metamorphose vollständig erhalten geblieben bzw. unterstrichen worden. Sie erscheint heute als Textur der glimmerigen Ausfüllung. Die Schieferung der Glimmerkluftaus-

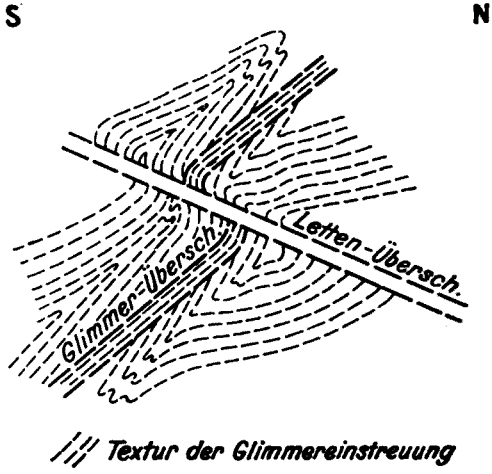


Abb. 1. Glimmerüberschiebungskluft durchsetzt von einer jüngeren Lettenüberschiebungskluft.

Vorkristalline tektonische Druckphase: Entstehung der jetzigen Glimmerüberschiebungskluft als Lettenkluft; Schleppung des sandig-tonigen Nebengesteins.

Kristallisationsphase: Regionale Metamorphose und Schieferung der Sedimente und der Kluftausfüllung durch langandauernden allseitigen Druck in großen Tiefen. Seitendruckschieferung fehlt.

Nachkristalline tektonische Druckphase: Entstehung einer flach nach Norden fallenden Lettenüberschiebungskluft.

füllung zeigt daher zur Schichtung = Schieferung des Nebengesteins eine deutliche und selbstverständliche Diskordanz.

Das Fehlen einer transversalen Schieferung, d. h. einer Schieferung aus gerichtetem Druck, der Resultanten aus Seitendruck + Belastungsdruck entsprechend, in den Glimmerschiefern des Kärntner Erzberges ist so bemerkenswert, daß es eine lohnende Aufgabe wäre, die Ursachen nachzuprüfen. Meine Beobachtungen reichen zu einer Stellungnahme zu dieser Frage nicht aus.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Früher ist vielfach, beispielsweise von Lossen, die Ansicht geäußert worden, daß die Regionalmetamorphose mancher Massive eine sogenannte Dynamo-Metamorphose sei. So nahm man für den Kern der Alpen an, daß er in der jungmesozoisch-tertiären Faltungsperiode seine kristalline Struktur erhalten habe. Diese Auffassung, die in den letzten Jahrzehnten, besonders von Grubenmann, energisch bekämpft worden ist, erweist sich auch auf Grund meiner Beobachtungen als verfehlt. Gegen Lossen's Annahme können folgende neue Kriterien angeführt werden:

1. Die jüngere Pressungsperiode kann die Metamorphose nicht erzeugt haben, denn dann müßten auch die jüngeren Überschiebungsklüfte, deren Entstehung in Anbetracht ihrer großen Schubweite — die größte bei Hüttenberg festgestellte Schubweite beträgt 320 m — in die letzte Faltungsperiode fällt, eine ebenfalls metamorphe Ausfüllung besitzen.
2. Wenn die großartige tertiäre Pressung nicht vermocht hat, die Ausfüllung der jungen Lettenklüfte umzuwandeln, obwohl an den Klüften doch naturgemäß die stärksten Druckspannungen zur Auslösung gelangten, so wird es unwahrscheinlich, daß überhaupt eine regionale Gesteinsmetamorphose zu kristallinen Schiefern dynamischen Ursprungs ist.

Wir müssen vielmehr annehmen, daß seitlicher Druck (Streß, nicht hydrostatischer Druck) mehr eine Zertrümmerung (Überschiebung, Horizontalverschiebung) und mechanische Umformung (Faltung, Fältelung, Seitendruck-Schieferung) der Gesteine bewirkt als eine regionale Umkristallisation. Nur dort, wo die dynamische Pressung örtlich eine stärkere Temperatursteigerung durch Reibung erzeugt hat, wird sie zu örtlicher Umkristallisation geführt haben.

Ergebnisse.

1. Die tektonischen Klüfte (Überschiebungsklüfte, Blätter und Sprünge) in den kristallinen Schiefern und Kalken der Ostalpen besitzen teils eine kristalline (Glimmer-) Ausfüllung, teils eine lettige Ausfüllung.
2. Die verschiedene Ausfüllung der Klüfte läßt einen Schluß auf das Altersverhältnis zu.
3. Die Glimmer-führenden Klüfte (Glimmer-Klüfte) sind vor der Metamorphose der ursprünglichen Sedimente zu kristallinen Gesteinen entstanden; ihre ursprüng-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

lich lettige Ausfüllung ist durch die Metamorphose ebenfalls kristallin geworden.

4. Lage und tektonischer Charakter der Glimmer-Klüfte lassen Rückschlüsse auf die präkristalline Tektonik und die präkristallinen dynamischen Vorgänge zu.
5. Aufrichtung, Faltung und erste Schuppung der heute kristallinen Gesteine sind vorkristallinen Alters. Die erste Schubphase hat kurz nach der Sedimentation stattgefunden.
6. Dem vorkristallinen Zusammenschub stehen nachkristalline Phasen seitlichen Druckes (die letzten Phasen im jüngeren Mesozoicum und Tertiär) gegenüber. Die nachkristallinen Pressungen haben keine Faltung, sondern nur eine erneute kräftige Schuppung der kristallinen Gesteine unter Auslösung verhältnismäßig flacher Überschiebungsflächen mit lettigem Schmiermittel (Letten-Klüfte) erzeugt.
7. Die jungmesozoisch-tertiären Druckphasen stehen zur Regional-Metamorphose der Gesteine und Glimmerklüfte in keinen Beziehungen.
8. Die Regional-Metamorphose ist älter als die Spateisensteingeneration der Ostalpen.
9. Die lamellare Textur des Glimmerschiefers ist ursprüngliche Foliation, hervorgegangen aus der Wechsellagerung feinsandig-tonigen und grobsandigen Sediments.
10. Die Lagentextur des Glimmerschiefers ist durch allseitigen hydrostatischen Druck unterstrichen und zur „Kristallisations-Schieferung" geworden, indem sich die lamellaren Komponenten in der Schichtungs- bzw. Schieferungsfläche streckten.
11. Die „Kristallisations-Schieferung" der Glimmerschiefer in der Umgebung von Hüttenberg ist in einer Zeit erfolgt, als die Sedimente gefaltet, geschuppt und geringfügig verworfen waren.
12. Transversale Schieferung, entstanden aus seitlichen dynamischem Druck, fehlt den Glimmerschiefern von Hüttenberg.
13. Die Regional-Metamorphose ist keine Folge seitlichen dynamischen Druckes, sondern eine Umkristallisation, erzeugt durch Altern, hohe Temperatur und hohen hydrostatischen Druck in größeren Tiefen, in die das Sediment durch Schollensenkung geraten ist.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Bemerkung zum Vortrag des Herrn Quiring.

(Erörterung in der Sitzung am 6. Mai 1925.)

Von Herrn Ahrens.

Die Beobachtungen des Herrn Quiring am Hüttenberger Erzberg lassen mancherlei Parallelen zu gewissen allgemeineren Forschungsergebnissen österreichischer Geologen, vor allem Sanders, in den Hohen Tauern erkennen, die vielfach auf ganz anderem, petrotektonischem Wege gewonnen wurden. Herr Quiring betonte, daß die Kristallisationsschieferung der Glimmerschiefer mit einer ursprünglichen Feinschichtung des Sediments zusammenfällt; ebenso ist die ursprüngliche Textur der jetzigen Glimmerklüfte (parallel zu den Kluftwänden) durch die Kristallisationsvorgänge nur noch weiter unterstrichen worden. Auch die Knickungen, Stauchungen, Schleppungen usw. der einzelnen Lagen des ursprünglichen Glimmerschiefer sediments an den alten Klüften werden von den Glimmerlagen ganz genau mitgemacht, trotzdem die Kristallisation nach dem geologischen Befund zweifellos jünger ist: all dies sind sichere Anzeichen reiner Abbildungskristalloblastese im Sinne Sanders. Es bleibt allerdings noch übrig, einmal mikroskopisch zu untersuchen, ob nicht doch, im Zusammenhang mit der Entstehung der jetzigen Glimmerklüfte, Teilbewegungen im Gefüge stattgefunden haben, die die ursprüngliche Feinschichtung vor der Kristallisation noch weiter ausgearbeitet haben („Weiterausarbeiten einmal vorhandener, einerlei wie entstandener Flächen geringsten Schub- oder Zugwiderstandes" nach Sander). Ebenso würde es von Interesse sein, unter dem Mikroskop an Querschliffen durch kleine Stauchungsfalten festzustellen, ob sich hier tatsächlich, wie man erwarten müßte, polygonale Glimmerbögen vorfinden, die Sander mehrfach an Faltenquerschliffen ähnlicher Gesteine vom Tauernwestende beobachtet hat.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Über einen Laufsteg im Liegenden des jüngeren Löß bei Hörde i. W.[1])

(Vortrag, gehalten in der Sitzung am 1. Juli 1925.)

Von Herrn R. Bärtling in Berlin.

(Mit 4 Abbildungen)

Die Abteilung Hörder Verein der Bergwerks- und Hütten A. G. Phönix erweitert zurzeit die Hochofenanlage zwischen Hörde und Brüninghausen (Meßtischblatt Witten) und baut einen 8,6 m tiefen Abwässerkanal in vorwiegender ostwestlicher Richtung von dem bestehenden Hochofenwerk zum Tale der Schondelle. Dieser Kanal durchschneidet eine gleichmäßige unberührte Lößhochfläche, die keinerlei Unebenheiten erkennen läßt. Da die Lößmächtigkeit zwischen 1 und 7 m schwankt, so wird überall noch die Unterlage des Löß in diesem Kanalbau angeschnitten. Die ältesten aufgeschlossenen Schichten gehören dem Produktiven Carbon an und zwar dem mittleren Teile der Fettkohlengruppe. Die Kreidedecke über dem Carbon fehlt hier bereits und beginnt erst 1—1½ km weiter nördlich am Dortmunder Kaiser-Wilhelm-Hain.

Das Steinkohlengebirge wird also unmittelbar vom Diluvium überlagert, in dem sich hier in der Hauptsache nur eine Glazialablagerung, die der Hauptvereisung entspricht, und der darüber liegende jüngere Löß unterscheiden lassen.

Die Glazialablagerung besteht aus mächtigen Blockpackungen verbunden mit fluvioglazialen Sanden. Es handelt sich also um die Fortsetzung der Hörder End-

[1]) Bei weiteren Aufgrabungen sind über das Alter der Lößschichten und des Laufsteges neue Feststellungen gemacht, die im Nachstehenden berücksichtigt sind. Obwohl durch diese Aufgrabungen ein recht junges Alter der Anlage erwiesen ist, bringe ich die Mitteilung darüber doch in dieser ausführlichen Form, um die dabei gewonnenen Erfahrungen einem weiteren Kreise von Fachgenossen zugänglich zu machen. Zu einer eingehenderen Klarlegung fühle ich mich auch aus dem Grunde verpflichtet, weil Nachrichten über den Fund entgegen meinen Wünschen vorzeitig in die Tagespresse gekommen sind, wobei meine ersten Angaben z. T. ganz mißverstanden waren.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

moräne, über die bereits früher in dieser Zeitschrift berichtet wurde. Da diese Blockmassen in der Nähe des Emscher-Tales an verschiedenen Stellen zutage treten, wurden sie ursprünglich als Schotterablagerungen einer alten Emscherterrasse aufgefaßt. Schon vor dem Kriege wurde aber durch die zahlreichen großen Aufschlüsse bei Kanalisierungsarbeiten im Stadtgebiet Hörde und bei Erweiterung des Güterbahnhofs festgestellt, daß diese Ablagerung mit dem Flüßchen Emscher nichts zu tun hat, sondern daß es sich um Blockpackungen handelt, die der südlichsten

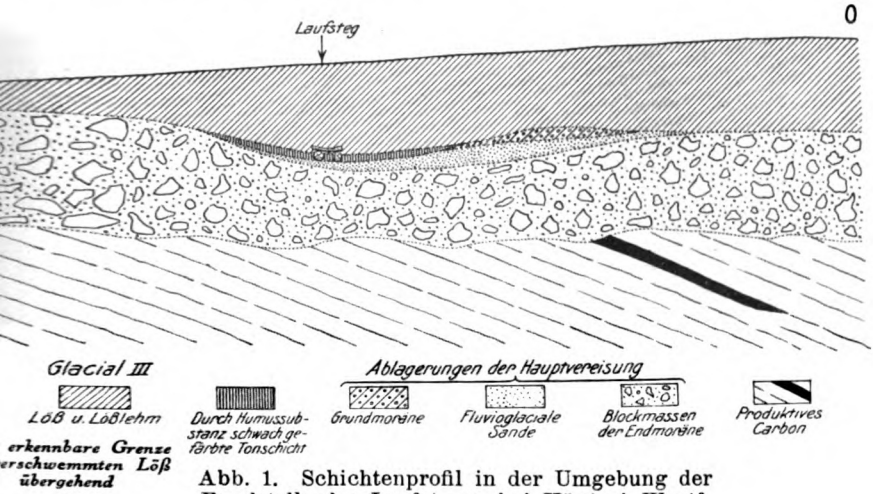


Abb. 1. Schichtenprofil in der Umgebung der Fundstelle des Laufsteges bei Hörde i. Westf.

Stirnmoräne der Hauptvereisung zuzurechnen sind. Diese zieht sich demnach vom Osten der Stadt Hörde durch das ganze Stadtgebiet bis nach Brüninghausen.

Für die Auffassung, daß es sich bei diesen Block- und Geröllmassen um eine Endmoräne handelt, spricht in erster Linie die unregelmäßige, fast schichtenlose Lagerung der Blockmassen, sowie deren außerordentlich große Verschiedenheit in der Größe, ferner auch das sehr reichliche Vorkommen von nordischen Gesteinen. Auch das Vorkommen von sehr weichen Kreidegeröllen und von Schiefertonblöcken, die so wenig widerstandsfähig sind, daß ihre Verfrachtung nur in gefrorenem Zustande denkbar ist, läßt nur die Deutung zu, daß man hier eine Blockpackung der Endmoräne vor sich hat. Unter dem Material über-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

wiegen bei weitem die einheimischen carbonischen Gesteine. Nicht selten finden sich wenig gerundete oder nur wenig kantengerundete Blöcke und Bruchstücke aus dem Konglomerat im Liegenden von Flöz Finefrau, das östlich von Hörde am Kaiserberg zutage tritt. Der Blocktransport der einheimischen Geschiebe ist hier also in der Hauptsache in ostwestlicher Richtung erfolgt. Die Ursache hierfür ist darin zu suchen, daß weiter östlich das Inlandeis an den höher aufragenden Höhen des Haarstrangs und der carbonischen Bergrücken nördlich von Schwerte einen großen Widerstand fand und dadurch örtlich nach Westen abgelenkt wurde.

In enger Verknüpfung mit diesen Blockmassen finden sich verhältnismäßig feine, vorwiegend aus Carbonmaterial bestehende Sande, die aber auch Spuren nordischen Materials enthalten. Sie gleichen vollkommen den Sandablagerungen, die in den Endmoränen von Langendreerholz und Kupferdreh eine große Rolle spielen. Diese Sande sind demnach nicht als eine selbständige Ablagerung, sondern als ein Bestandteil der Endmoräne anzusehen.

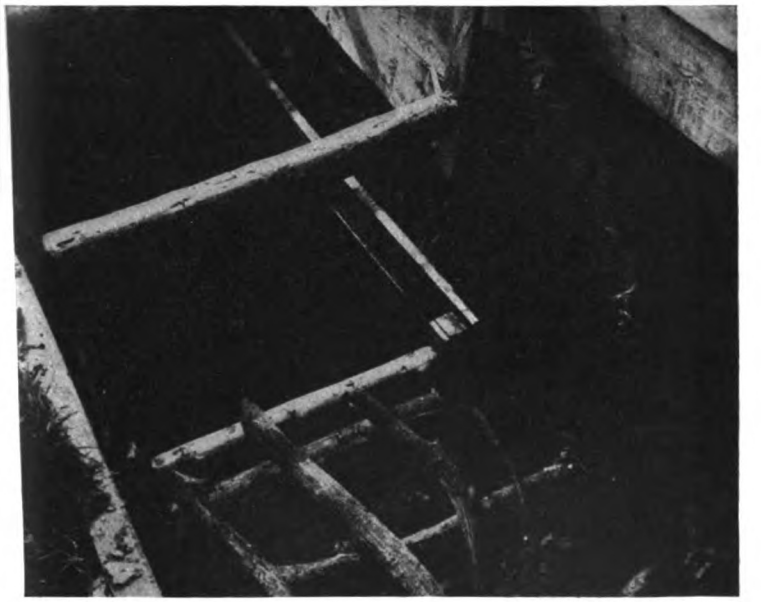
Die Endmoräne wird von Löß in wechselnder Mächtigkeit überlagert. Am oberen Rande des Steilabfalles der Hochfläche zum Tale des Schondellebaches wird die Lößmächtigkeit so schwach, daß die Blockpackung fast zutage tritt. Die Oberfläche der Endmoränenablagerung unter dem Löß ist im übrigen sehr unregelmäßig, ebenso auch die Mächtigkeit der Blockmassen und ihre untere Begrenzung. Stellenweise gehen die Blockmassen noch unter die Sohle des Kanals hinab. Ihre unregelmäßige, von Vertiefungen durchzogene Oberfläche ist mit Löß so zugedeckt, daß aus der unruhigen Endmoränenlandschaft eine ganz gleichmäßige Lößhochfläche entstanden ist.

Unter diesem anscheinend ganz unberührten Löß fand sich nun an einer Stelle in den Sanden und der Blockpackung der Endmoräne eine schwache muldenförmige Einsenkung. Die Sande werden hier von einer ½ m mächtigen tonigen Schicht überlagert, die durch Humussubstanz schwach gefärbt ist. Diese Tonschicht ist als Absatz eines kleinen Gewässers anzusehen. An der oberen Grenze dieser Tonschicht und z. T. in die Tonschicht versunken wurden bei dem Kanalbau gut erhaltene Eichenhölzer in einer Lage aufgefunden, daß sie nur von Menschenhand hierher gelegt sein können. Ein glücklicher Zufall war es, daß dieses Bauwerk genau

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

quer zu dem Verlaufe der Kanalgrube lag[2]). Abb. 2 zeigt die Lage der Hölzer bei der ersten Entdeckung im Kanalbau. Überlagert wird das Bauwerk an der Fundstelle von scheinbar völlig unberührtem Löß in etwas über 2 m Mächtigkeit. Dieser führt vereinzelt Landschnecken wie z. B. *Helix pulchella*, *Cochlicopa lubrica*, *Helix arbustorum* u. a.

Das aufgefundene Bauwerk ist ein primitiver Laufsteg. Er besteht aus zwei Eichenholzlangbäumen, die in einem



Aufnahme von A. Laurent

Abb. 2. Lage der Hölzer des Laufsteges bei der Auffindung in der Baugrube des Entwässerungskanals.

Abstande von 30—60 cm ohne jeden Unterbau auf den sumpfigen Grund gelegt sind. Auf die Langbäume sind als Brückenbelag, wie die Abb. 2—5 zeigen, im Abstande von Schrittlänge rohe, eichene Astknüppel quer aufgelegt, die als Laufdecke dienten. Sie haben mit den Langbäumen keine feste Verbindung.

[2]) Die ersten Nachrichten über diesen Fund kamen durch eine Mitteilung von Herrn A. Laurent (Hörde), dem ich auch an dieser Stelle für seine Unterstützung bei den Untersuchungen und Überlassung von Photographien herzlichst danke, im Hörder Volksblatt Nr. 11 vom 13. Mai 1925 in die Öffentlichkeit.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Die Brücke setzte sich nach Norden und Süden von der Baugrube aus in die Wand fort. Dabei war ihr Ende nicht festzustellen. Die Direktion des Phönix hat daher in dankenswerter Weise nach einer Unterbrechung durch

Aufnahme von A. Laurent

Abb. 3. Fortsetzung des Laufsteges von der Kanalgrube nach Süden. Die Langhölzer sind gespaltene Stämme, die hochkant gelegt sind. Das Bild veranschaulicht die Mächtigkeit der überlagernden Lößschichten.

Haldenmassen eine neue Aufgrabung machen lassen und dabei die Fortsetzung des Laufsteges wiedergefunden, der auf eine Länge von 34 m in nordsüdlicher Richtung verfolgt werden konnte. Damit ist aber das Ende noch nicht erreicht, da die nördliche Fortsetzung, die von ausgedehnteren Haldenmassen und dem Bahnkörper der Eisenbahn Dortmund-Süd—Hagen überdeckt wird, unbekannt bleibt. Wenig

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

südlich der Halde zweigt ein zweiter Laufsteg in östlicher Richtung ab, der nach 2—3 m bei den Resten eines im gleichen Niveau liegenden großen Eichenstumpfes aufhört.

Überall lag der Steg in seiner ganzen Länge genau auf den Ablagerungen der Endmoräne, meist in der schwach humosen tonigen Schicht, z. T. aber auch noch auf dieser. (Vgl. Abb. 1.)

In der südlichen Fortsetzung des Steges zeigte sich, daß der Löß in einer Tiefe von 0,60—1,00 m von einer

Aufnahme der Phönix A.-G., Hörde

Abb. 4. Fortsetzung der in Abb. 3 dargestellten Stelle nach Süden. Die Querhölzer stecken mit ihren Enden noch in der Wand, befinden sich also noch in ihrer natürlichen Lage.

Schicht mit vielen kleinen Ziegelbruchstücken, Tonscherben und Holzkohlen durchzogen war. Auch ließ sich darüber an der Oberfläche eine breite, ganz flache Senke erkennen. Hier ist in sehr alter Zeit (wie die Holzkohlen zeigen, wohl vor Verwendung der Steinkohlen als Brennmaterial bei der Ziegelbereitung, also vor mindestens 150 Jahren) der oberste Lößlehm abgeziegelt.

Unter dieser zusammenhängenden Kulturschicht erwies sich der Löß mit mindestens 1 m Mächtigkeit überall als

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

vollkommen frisch, ohne die geringsten Spuren von Umlagerung oder von künstlichen Eingriffen, so daß nicht daran zu zweifeln war, daß der Löß den Laufsteg auch hier normal überlagert. Besonders bemerkenswert war, daß im Löß häufig vollkommen frische verkalkte Wurzelröhrchen und auch frische Lößkindel vorkamen. Die Schnecken traten nesterweise auf wie sonst im primären Löß und nicht in Schichten, wie bei einer Umlagerung zu erwarten gewesen wäre. Der Löß war also von dem primären Löß nicht zu unterscheiden oder zu trennen und zunächst der Schluß berechtigt, daß der Laufsteg also in seiner ganzen Ausdehnung älter ist als der Löß.

Es blieb also nach diesen Beobachtungen keine andere Möglichkeit als die Annahme, daß der Laufsteg im Alter dem letzten Glazial entspräche. Eine Einreihung in das Interglazial II schien mir aus mancherlei Gründen nicht in Betracht zu kommen.

Zu diesem Schluß zwang die Beschaffenheit des Löß, der in keiner Weise vom primären Löß zu unterscheiden war und wie dieser frische Wurzelröhrchen und Lößkindel sowie nesterförmig auftretende Lößschnecken enthielt, deren Formen allerdings zur Altersbestimmung nicht brauchbar waren. Auch die sonst für umgelagerten Löß in dieser Gegend bezeichnenden nesterförmigen Eisenkonzentrationen und Manganausscheidungen waren in den ersten ausgedehnten Aufschlüssen nicht zu beobachten. Sie traten erst bei den letzten Aufgrabungen deutlicher in Erscheinung. Trotzdem erschien noch immer das erwähnte Vorkommen der verkalkten Wurzelröhrchen und Lößkindel, die keine Spuren von Verwitterung zeigten, und die Verteilung der Schnecken und deren Erhaltungszustand das Ausschlaggebende zu sein.

Erst als die Aufgrabungen das Ostende der Abzweigung erreicht hatten, ergab sich völlige Klarheit. Hier fanden sich unter dem vermeintlichen primären Löß unmittelbar auf der Oberfläche der Glazialablagerungen einige dunkle gesandete Scherben, die nach Angabe des anwesenden Provinzialkonservators Dr. Stieren (Münster i. W.) in die Bronzezeit zu stellen sind. Dann aber fanden sich auch noch zwei Bruchstücke eines nicht gesandeten Gefäßes, das nach Dr. Stieren zweifellos aus der Karolingerzeit stammt. Daraus folgt, daß die Steganlage nicht älter als 1000—1100 Jahre ist, wenn auch alle Anzeichen dafür sprachen, daß der Löß primär sei.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Für den Geologen sind diese Erfahrungen sehr lehrreich, da sie zeigen, welche Massen von Löß in verhältnismäßig kurzer Zeit (1000 Jahren) umgelagert werden können, ohne ihre Eigenart zu verlieren. Nennenswerte Höhenunterschiede brauchen dabei kaum vorhanden zu sein. Das Gelände steigt von den Fundstellen nur ganz allmählich an und erreicht nach einem Nivellement von Herrn Bauführer RÖBBELING erst in etwa 200 m Entfernung eine um 8 m größere Höhe. Daß es sich um am Rande des Schondellebachtales umgelagerte Massen handeln könnte, ist ausgeschlossen, da die Fundstelle auf die Ostseite dieses Tales liegt, die erfahrungsgemäß ja immer von Löß befreit ist, und da zwischen der Fundstelle und dem Talrande die Glazialablagerungen um 2,60 m höher liegen als an der Fundstelle.

Weder das nesterförmige Auftreten der Schnecken noch das Vorkommen und die frische Beschaffenheit der verkalkten Wurzelröhrchen und der Lößkindel sind also zuverlässige Kriterien für die Unterscheidung des primären Löß von dem umgelagerten. Es macht vielmehr den Eindruck, als ob Wurzelröhrchen und Lößkindel Neubildungen seien, die erst nach der Umlagerung, also in den letzten 1000 Jahren, durch die Tätigkeit des niedersickernden Wassers gebildet sind.

Das einzige, was nach meinen sonstigen Erfahrungen eine Unterscheidung von primären und umgelagerten Löß ermöglicht, ist, wie erwähnt, das Vorkommen von nesterförmigen Brauneisenkonzentrationen und kleinsten Manganausscheidungen. Die Hörder Aufschlüsse beweisen, daß auch diese stellenweise fehlen können. Die Gefahr falscher Schlüsse ist dann besonders groß. Ihr kann nur durch möglichste Vergrößerung des vorhandenen Aufschlusses vorgebeugt werden.

Nachträglicher Zusatz während des Druckes: In einer westdeutschen Tageszeitung wurde ich auf Grund der verfrüht und gegen meinen Willen in die Tagespresse gelangten Nachrichten von einem Nichtfachgeologen heftig angegriffen. Seine Ausführungen ließen neben mangelnder Ortskenntnis derartig große Irrtümer erkennen, daß sie weder mir noch den anderen Geologen, die sich mit der Frage beschäftigt haben, Veranlassung zu irgendwelchen Zweifeln gaben. In einer späteren Mitteilung bringt derselbe Verfasser unwahre und z. T. beleidigende Angaben, so daß ich jede weitere Auseinandersetzung ablehne.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Temperatur und Übersättigung der Laugen bei der Bildung von Kalisalzlagerstätten.

(Vortrag, gehalten in der Sitzung am 1. Juli 1925.)

Von Herrn Ernst Fulda.

(Mit 1 Textfigur.)

Ein Gestein muß man solange als eine primäre Bildung ansehen, als man keine sicheren Beweise für seine nachträgliche Umbildung hat. Bei den Kalisalzgesteinen liegen diese Beweise nur für die sogenannten Hutsalze vor, die nach ihrem geologischen Vorkommen, ihrem Mineralbestand und ihrer Struktur zweifellos metamorph sind.

Alle anderen Kalisalzgesteine müssen zunächst als primär angesehen werden, wenn auch zuweilen Strukturen vorkommen, die einer Umbildung verdächtig erscheinen. In diesen Einzelfällen muß die Metamorphose jedesmal erst durch petrographisch-chemische Untersuchungen bewiesen werden.

Wenn man den Mineralbestand der primären Kalisalzlagerstätten durchmustert, kommt man zu dem Ergebnis, daß darin Mineralien und Mineralparagenesen auftreten, die sich nur bei ziemlich hoher Temperatur bilden können. Die in den Hartsalzen der Natur weit verbreitete Paragenese von Sylvin und Kieserit kann nach van't Hoff nur bei Temperaturen über 72° entstehen. Bei Abscheidung aus genügend sulfatischer Lösung ist bis zu einer Temperatur von 83° die Bildung des Minerals Kainit in Paragenese mit Kieserit zu erwarten. Im allgemeinen kommt jedoch Kainit in den ursprünglichen Kalisalzlagerstätten nicht vor. Danach ist anzunehmen, daß die Temperatur bei der Bildung der Salze über 83° gelegen hat.

Das Mineral Loeweit ist nur bis zu einer Temperatur von 110° beständig. Bei höherer Temperatur zersetzt es sich unter Abspaltung von etwas gesättigter Lauge in Vanthoffit und Kieserit. Loeweit ist im Liegenden von Hartsalzlagerstätten innerhalb der sogenannten Übergangsschichten wiederholt angetroffen worden. Sein Vorkommen

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

beweist, daß die Bildungstemperatur der Salze unter 110° lag.

Das geologische Thermometer des Mineralbestandes zeigt also einen Temperaturintervall von 83°—110° für die Bildung der deutschen Zechsteinkalisalze an. Das ist eine Temperatur, die mit unseren allgemeinen klimatischen Vorstellungen nicht im Einklang steht. Sie bedarf deshalb einer besonderen Erklärung.

In der Klimatologie pflegt man im allgemeinen die Lufttemperaturen anzugeben, die ein gegen direkte Wärmestrahlung der Sonne geschütztes Thermometer angibt. In Wüstengegenden betragen heute die höchsten Lufttemperaturen im Jahresmittel 30°, im Maximum etwa 50°. Sie bleiben also erheblich hinter der Bildungstemperatur der Kalisalze zurück.

Viel höhere Temperaturen als die Luft kann jedoch der nackte Felsboden erreichen, für den 60 bis 80° keine Seltenheit sind[1]). Man ersieht daraus, daß man von der Lufttemperatur nicht ohne weiteres auf die Erwärmung anderer Medien schließen darf.

Schon im Meere kommen innerhalb der von der Sonne bestrahlten Oberflächenschichten Temperaturen vor, die das Jahresmittel der angrenzenden Wüstengebiete übersteigen, nämlich 36° im Roten Meer und im Persischen Meerbusen.

Ein eigenartiges Verhalten zeigen gesättigte Lösungen, die der direkten Sonnenbestrahlung ausgesetzt werden. Ihre spezifische Wärme beträgt etwa zwei Drittel bis drei Viertel von derjenigen eines gleichen Volumens Wasser. Mit der gleichen Wärmemenge wird daher eine entsprechend größere Temperatursteigerung erzielt.

Dazu kommt noch, daß auch der Dampfdruck der Lösungen bei gleicher Temperatur immer geringer ist als derjenige des Wassers. Die Abgabe von verdunstetem Wasser an die Atmosphäre ist daher bei einer Lösung unter sonst gleichen Bedingungen auch geringer als bei reinem Wasser. Von der eingestrahlten Wärmemenge wird also weniger für die Verdunstung verbraucht. Entsprechend mehr Wärme steht für die Temperatursteigerung der Lösung zur Verfügung.

---

[1]) Vgl. Führer, Salzbergbau- und Salinenkunde, Braunschweig 1900, S. 185.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Aus diesen beiden Gründen erwärmt sich eine Lösung schneller als reines Wasser, was man auch experimentell jederzeit nachweisen kann, wenn man Gefäße mit Lösungen und mit Wasser nebeneinander der Sonnenbestrahlung aussetzt.

Luft, nackter Felsboden, Süßwasser und Salzlösung sind offenbar Medien, die auf die Sonnenbestrahlung verschieden reagieren. Wenn in einem Wüstengebiet die Lufttemperatur im Jahresmittel 30° nicht übersteigt, so ist damit noch nichts gesagt für die Temperatur, die ein Laugenbecken unter denselben klimatischen Verhältnissen annehmen würde.

Leider sind über die Temperaturen von rezenten Salzseen nur sehr wenige Beobachtungen angestellt und veröffentlicht worden. Am meisten Aufsehen hat in dieser Beziehung der Medve-See in Siebenbürgen hervorgerufen, in dem Temperaturen bis zu 70° festgestellt worden sind. Herr POMPECKJ[2]) hat allerdings nachgewiesen, daß der Medve-See nicht als ein Analogon für einen See der Vorzeit gelten darf, in dem sich ein Salzlager gebildet hat. Der Medve-See ist von einer dünnen Süßwasserschicht bedeckt, die eine Eindunstung und damit auch eine Salzbildung in den tiefer gelegenen Laugenschichten verhindert.

Wenn der Medve-See auch keine Salzlagerstätte bildet, so beweist er doch, daß konzentrierte Lösungen durch Sonnenbestrahlung allein unter besonderen Umständen recht hohe Temperaturen annehmen können, und zwar schon in einem Lande, das eine mittlere Lufttemperatur von nicht mehr als 9° aufweist.

Es fragt sich nun, ob bei der Entstehung der Kalisalzlagerstätten besondere Umstände angenommen werden können, die vielleicht eine Laugentemperatur verursacht haben, welche weit über die Lufttemperatur hinausgeht.

In Zusammenhang mit dieser Frage verdient eine Beobachtung besondere Aufmerksamkeit, die ELSCHNER in Kalifornien bei dem mißglückten Versuche gemacht hat. Mutterlaugen einer Meeressaline durch Sonnenbestrahlung bis zur Abscheidung von Kalisalzen einzuengen. ELSCHNER schreibt darüber folgendes[3]):

---

[2]) POMPECKJ: Zur Frage hoher Temperaturen bei der Entstehung mancher Kalisalze. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911, Bd. 19, S. 166.

[3]) ELSCHNER: Beiträge zur Kenntnis von natürlichen und künstlichen Seewasserlagunen. Geol. Rundschau. Bd. XIV, Heft 4, 1924, S. 351.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

„Für die Beurteilung der Zeitdauer der Bildung der norddeutschen Kalisalzablagerungen glaube ich, schließen zu müssen, daß dieselbe einer Revision bedarf. Sobald die Mutterlaugen an der Luft und in den Teichen stärker als 31,5° Bé werden, ist die natürliche Verdampfung sehr gering, außer bei sehr heißem Wetter. Dann aber bildet sich sofort an der Oberfläche eine verhältnismäßig dicke Salzschicht oder -decke. Wird diese Decke durch Bewegung der Oberfläche durch mechanische Mittel zerstört, so ist die Verdunstung mehr wahrnehmbar. Bleibt die Decke jedoch bestehen, so ist der Verdunstungsprozeß langsam, selbst wenn durch die Sonnenwärme sich die Lauge auf 70—80° erwärmt."

Besonders beachtenswert ist die Bildung der Salzdecke, die ELSCHNER beobachtet hat. Mutterlaugen neigen besonders dazu, auf ihrer Oberfläche schwimmende Kristallhäute entstehen zu lassen. In jeder Kalifabrik kann man in den Kristallisiergefäßen, in denen sich die heißen Lösungen abkühlen, derartige schwimmende Salzhäute beobachten. Die gesättigten Laugen haben eine große Oberflächenspannung, so daß sie sich beinahe wie Quecksilber zusammenballen können. Die an der Oberfläche der Laugen bei Eindunstung oder Abkühlung entstehenden Salze, Carnallit und Bischofit, haben ein spezifisches Gewicht (1,6 und 1,59), das dasjenige der Laugen selbst (1,3) nur wenig übertrifft. Infolgedessen können sich unbenetzte Salzhäute sehr lange schwimmend erhalten.

Derartige Salzdecken kommen auch sonst auf rezenten Salzseen vor. Z. B. bildet WALTHER[4]) einen Salzsee bei Alexandrien ab, in dem jeden Sommer durch Verdunstung eine etwa 5 cm dicke Salzschicht entsteht, die wie eine Eisplatte den See bedeckt.

Derartige schwimmende Salzdecken behindern die Verdunstung der Laugen und bewirken, daß die gesamte eingestrahlte Wärme, die das stark diathermane Salz tiefer eindringen läßt, zur Temperaturerhöhung der Lösungen Verwendung findet. So konnte ELSCHNER in dem noch nördlich vom Wüstengürtel gelegenen Kalifornien Laugentemperaturen von 70—80° beobachten.

Erst wenn die Temperatur noch höher steigt, nimmt der Dampfdruck der Lösungen derartig zu, daß trotz der Salzdecke die Verdunstung wieder fühlbar wird. Die

[4]) WALTHER: Geologie der Heimat. Leipzig 1918, Taf. XXIII.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Dampfblasen steigen dann an undichten Stellen der Salzdecke in die Atmosphäre empor und gleichzeitig bilden sich in der Lösung neue Kristalle, die zu Boden sinken und dort die Kalisalzlagerstätte entstehen lassen.

Die Beobachtungen Elschners beweisen, daß bei einer Temperatur von 80° die Kalisalzbildung noch nicht recht in Gang kommen will. Erst bei etwas höherer Temperatur reicht der Dampfdruck der Lösungen aus, um die Abscheidung fester Salze zu bewirken.

Es ergibt sich also folgendes: Bei normaler Lufttemperatur eines Wüstengebietes kann die Laugentemperatur unter einer schwimmenden Salzdecke auf mehr als 80° steigen. Zur Bildung eines Kalisalzlagers ist eine derartig hohe Temperatur notwendig, weil bei niedrigerer Temperatur der Dampfdruck der Mutterlauge zu gering ist, um eine wirksame Auskristallisation von Kalisalzen zu gestatten.

Demnach braucht man für die Zechsteinzeit keine intensivere Sonnenbestrahlung anzunehmen, als sie heute noch in den wärmsten Klimazonen der Erde vorkommt. Trotzdem erscheint eine Laugentemperatur von mehr als 83° im Zechsteinbecken nicht unwahrscheinlich. Da nun der Mineralbestand der deutschen Kalisalzlager eine Temperatur von mehr als 83° tatsächlich anzeigt, so besteht ohne weiteres keine Veranlassung, die primäre Entstehung dieser Salze anzuzweifeln.

In den deutschen Kalisalzlagerstätten kommen zwei verschiedene Gesteine nicht nur übereinander, sondern auch nebeneinander vor, nämlich Carnallitgestein und Hartsalz. Sie unterscheiden sich dadurch, daß in dem einen das Mineral Carnallit, in dem andern das Mineral Sylvin in Paragenese mit Steinsalz und Kieserit vorkommt. Die Gleichaltrigkeit beider Gesteine läßt sich besonders gut in der Gegend von Staßfurt und im Kaliwerk Volkenroda nachweisen. Petrographische Untersuchungen von Repetzki[5]) haben ergeben, daß an den Grenzstellen bald der Sylvin durch den Carnallit verdrängt wird, bald umgekehrt der Carnallit durch den Sylvin.

Es fragt sich nun, ob beide Gesteine primär im Zechsteinbecken entstanden sind und aus welchen Gründen das

[5]) Prüfungsarbeit im Archiv der Preuß. Geol. Landesanst. Berlin.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Salz sich dann einmal mit und einmal ohne Chlormagnesiumgehalt gebildet hat.

Eine Reihe von petrographischen Arbeiten, die besonders die Schüler von RINNE und von SCHÖNDORF ausgeführt haben, führen übereinstimmend zu einem bemerkenswerten Ergebnis, das allerdings den Verfassern selbst nicht aufgefallen zu sein scheint. Es zeigt sich, daß im Liegenden eines Hartsalzlagers jedesmal Übergangsschichten (Steinsalzgesteine) auftreten, in denen die Mineralien Vanthoffit, Loeweit und Langbeinit eine wichtige Rolle

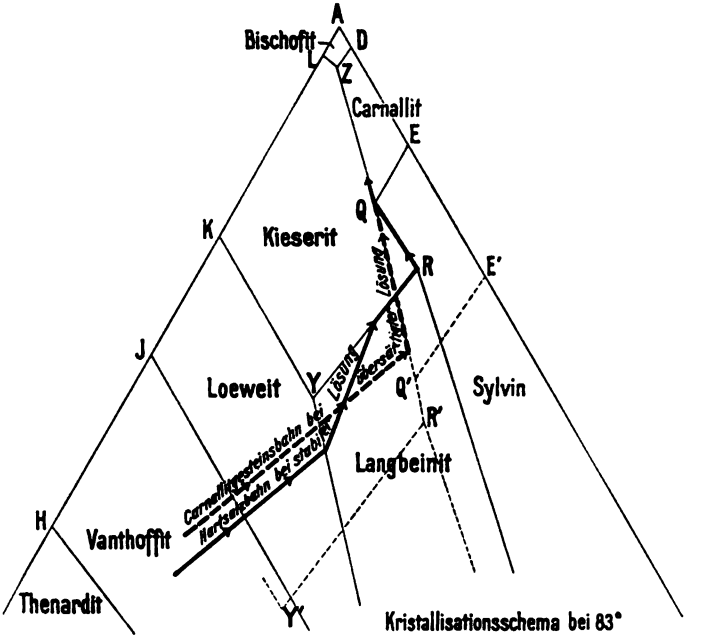


Abb. 1.

spielen. Im Liegenden der Carnallitgesteine dagegen fehlen diese Mineralien. Man findet dort neben Kieserit geringe Beimengungen von Carnallit, seltener auch von Sylvin.

Die Bedeutung dieser Feststellung ergibt sich bei Betrachtung eines Kristallisationsschemas für 83° in der JÄNECKEschen Dreiecksdarstellung (vgl. Textabb. 1). Man ersieht daraus, daß eine Kristallisationsbahn, die durch die Felder der Mineralien Vanthoffit, Loeweit und Langbeinit

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

führt, schließlich das Sylvinfeld erreicht (bei Punkt R). Diese Mineralien sind die typischen Vorläufer eines Hartsalzlagers, das sich demnach auf eine dem Schema entsprechende Unterlage aufbaut und mit dieser in genetischem Zusammenhang steht. Dieser Umstand weist darauf hin, daß das Hartsalz eine primäre Bildung ist.

Nicht in derselben einfachen Weise läßt sich die Entstehung des Carnallitgesteins aus dem Dreieckschema ablesen. Um seine Bildung zu verstehen, muß man sich erst die Arbeitsmethoden VAN'T HOFFS vergegenwärtigen, die die Grundlage der schematischen Darstellung geschaffen haben.

VAN'T HOFF stellte bei seinen Untersuchungen fest, daß sich das chemische Gleichgewicht zwischen Sulfat und Chlorid nur äußerst langsam einstellt. Je länger man eine Lösung (mit zugehörigen Bodenkörpern) umrührt, um so mehr Sulfat scheidet sich ab, während Chlorid in Lösung geht, bis endlich ein Gleichgewichtszustand erreicht wird. Im allgemeinen sind Lösungen, die man nicht umrührt, an Sulfaten übersättigt, wenn man ihnen nicht außerordentlich lange Zeit läßt bis zur Einspielung des chemischen Gleichgewichts.

Durch die Gegenwart von gelöstem Magnesiumsulfat wird die Löslichkeit von Natriumchlorid und Kaliumchlorid auf Kosten des Magnesiumchlorids begünstigt. Die an Magnesiumsulfat übersättigten Mutterlaugen enthalten deshalb auch von diesen beiden Chloriden einen größeren Prozentsatz als konstante Lösungen.

SEROWY[6]) hat die Untersuchungen VAN'T HOFFS teilweise nachgeprüft und dabei für die Punkte P und R Gleichgewichtslagen festgestellt, die noch weniger Sulfat aufweisen als VAN'T HOFF angegeben hat, der anscheinend die Übersättigung noch nicht vollständig beseitigt hatte. Die Begrenzung der Mineralfelder im Dreieckschema verschiebt sich dadurch etwas.

Früher hatte bereits BLUMER versucht, die Gleichgewichtspunkte im Diagramm für 83° nachzuprüfen. Da er aber die Übersättigung nur sehr unvollkommen beseitigt hatte, erhielt er sehr ungenaue Ergebnisse, die zu einer wesentlichen Vergrößerung der Mineralfelder für Kieserit und Carnallit führten. Die Versuche BLUMERS haben aber

[6]) SEROWY: Beiträge zur Kenntnis wichtiger Gleichgewichtslösungen ozeanischer Salzablagerungen bei 83°. Zeitschr. „Kali", 16. Jahrg. 1922, Heft 11—16.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

gerade wegen ihrer großen Mängel eine besondere Bedeutung für die Geologie, weil sie vielleicht den Vorgängen in der Natur besser entsprechen als die exakteren Untersuchungen VAN'T HOFFS und SEROWYS.

In der Abb. 1 sind Kristallisationsbahnen eingezeichnet, die nicht von der Zusammensetzung des Meerwassers ausgehen, sondern von einer etwas sulfatreicheren Lösung, welche die Bildung von Vanthoffit zuläßt. Ohne die Annahme dieses höheren Sulfatgehaltes wäre die Entstehung dieses tatsächlich vorhandenen Minerals nicht zu erklären.

Die eine Kristallisationsbahn verläuft durch die Mineralfelder des Vanthoffit, Loeweit und Langbeinit und folgt dann den Grenzen zwischen Langbeinit und Kieserit und zwischen Sylvin und Kieserit. Sie entspricht also einer normalen Hartsalzbildung mit ihrer typischen Unterlage.

Ein ganz anderes Bild erhält man, wenn man von annähernd demselben Ausgangspunkt aus eine Kristallisationsbahn im BLUMERschen Diagramm zeichnet, in dem das Kieseritfeld gegen das Langbeinitfeld durch die Linie Y' R' (vgl. Abb. 1) begrenzt wird. Man befindet sich dann von vornherein im Kieseritfeld und erreicht später das Carnallitfeld, an dessen Grenze zum Kieseritfeld die Bahn weiter verläuft. Es entsteht in diesem Falle ein Carnallitgestein auf kieseritischer Unterlage.

Der Unterschied besteht darin, daß im ersten Falle das chemische Gleichgewicht der Lösung wenigstens annähernd erreicht ist, im zweiten dagegen dauernd Übersättigung an Sulfat herrscht. Die Zusammensetzung der Ausgangslösung kann in beiden Fällen die gleiche sein. Äußerlich unterscheiden sich beide Lösungen wahrscheinlich nur ein wenig im Wassergehalt.

In der Natur hängt das Maß der Übersättigung wahrscheinlich von der Eindunstungsgeschwindigkeit ab, die wieder ihrerseits durch den von der Temperatur abhängigen Dampfdruck begründet ist. Bei verhältnismäßig langsamer Eindunstung hat die Lösung Zeit, sich wenigstens annähernd auf chemisches Gleichgewicht einzuspielen. Es entsteht dann eine Hartsalzfolge. Bei schnellerer Eindunstung bleibt die Lösung dauernd an Sulfat übersättigt und es bildet sich eine Carnallitgesteinsfolge. Temperaturunterschiede können in einem großen Laugenbecken leicht entstehen, z. B. infolge verschiedener Dicke der schwimmenden Salzdecke. Eine höhere Tempe-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

ratur begünstigt offenbar die Übersättigung der Mutterlaugen und damit die Bildung einer Carnallitgesteinsfolge.

In einer früheren Veröffentlichung[7]) habe ich das Nebeneinander von Carnallitgestein und Hartsalz durch Laugenentmischung zu erklären versucht. Nach den vorstehenden Ausführungen können beide Gesteine auch aus der gleichen Lösung bei verschiedener Eindunstungsgeschwindigkeit entstehen. Eine Entmischung ist daher zwar eine mögliche, aber keine notwendige Voraussetzung für die unterschiedlichen Gesteinsbildungen. Wahrscheinlich kann man die Entmischungstheorie auf die großen regionalen Gegensätze beschränken, wie sie z. B. zwischen dem Staßfurter und dem Südharzgebiet bestehen. Die lokalen Gesteinsunterschiede lassen sich dagegen durch verschiedenen Grad der Übersättigung infolge verschiedener Eindunstungsgeschwindigkeit erklären.

Eine Folge der Übersättigung ist vermutlich auch eine Erscheinung, auf die Boeke[8]) bereits hingewiesen hat: die natürlichen Carnallitgesteine enthalten wesentlich mehr Steinsalz, als bei der Eindampfung von Meerwasser nach dem theoretischen Profil eigentlich entstehen dürfte. Eine an Magnesiumsulfat übersättigte Lösung begünstigt aber auch die Löslichkeit des Natriumchlorids, das deshalb noch bis zur Zeit der Carnallitbildung in verhältnismäßig großer Menge in Lösung geblieben sein konnte, um dann die Steinsalzbänke im Carnallitgestein zu bilden.

Zum Schluß möchte ich mich noch mit einer Kritik beschäftigen, die meine Ansicht von der primären Entstehung der meisten Kalisalzgesteine bereits gefunden hat. Herr Harbort[9]) erkennt in einer Veröffentlichung die von mir erhobenen Einwände gegen die thermometamorphe Natur der Kalisalze im allgemeinen an. Er glaubt jedoch, die Beweiskraft dieser Einwände beschränke sich auf den Fall einer Salzbildung aus normalem Meerwasser. Bei Annahme von Ausgangslösungen, die durch deszendente Vorgänge eine wesentlich andere Zusammensetzung erhalten hätten, werde das Prinzipielle an der Erdheizungstheorie nicht erschüttert.

---

[7]) Fulda: Studie über die Entstehung der Kalilagerstätten des deutschen Zechsteins. Diese Zeitschr., Bd. **76**, 1924. Monatsber. S. *7—30.*

[8]) Boeke: Über das Kristallisationsschema der Chloride usw. Zeitschr. f. Krist. u. Min., Bd. **45**, 1908, S. 380.

[9]) Harbort: Deutschlands Kalisalzlagerstätten. Deutsche Bergwerkszeitung vom 31. Oktober 1924, Jubiläumsausgabe Nr. 4.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Demgegenüber möchte ich darauf hinweisen, daß die thermometamorphen Vorgänge quantitativ natürlich wesentlich anders verlaufen, wenn man von einer anderen Ausgangslösung als JÄNECKE ausgeht. Dieselben Umwandlungstemperaturen für die einzelnen Mineralien unter Laugenabspaltung bleiben jedoch bestehen. Infolgedessen gelten meine Einwendungen, die ja besonders an die Temperaturfrage anknüpfen, ohne Rücksicht auf die quantitative Zusammensetzung der Ausgangslösungen. Damit behält auch meine Schlußfolgerung ihre Gültigkeit: Weil die bisher angenommenen metamorphen Vorgänge aus geologischen Gründen unmöglich sind und auch sonst keine Beweise für Metamorphose vorliegen, müssen die Kalisalzlager in der Hauptsache als primäre Bildungen angesehen werden, deren Mineralbestand auf eine Bildungstemperatur von mindestens 83° in der Zechsteinzeit selbst hinweist.

Zusammenfassung.

1. Bei einem Wüstenklima, wie es heute auf der Erde vorkommt, ist eine Erwärmung gesättigter Mutterlaugen auf mehr als 83° unter einer schwimmenden Salzdecke nur durch Sonnenbestrahlung möglich.

2. Zur Bildung eines Kalisalzlagers ist eine sehr hohe Temperatur notwendig, weil bei niedrigerer Temperatur der Dampfdruck der Mutterlaugen zu gering ist, um eine wirksame Verdunstung und Salzbildung zu ermöglichen.

3. Der Mineralbestand der deutschen Zechsteinsalze beweist eine Bildungstemperatur zwischen 83 und 110°.

4. Die deutschen Zechsteinsalze sind in der Hauptsache eine primäre Bildung der Zechsteinzeit.

5. Bei schneller Eindunstung infolge besonders hoher Temperatur bleiben die Mutterlaugen dauernd an Magnesiumsulfat übersättigt und bilden ein Carnallitgestein auf kieseritischer Unterlage.

6. Bei langsamerer Eindunstung kann sich das chemische Gleichgewicht in den Mutterlaugen annähernd einstellen. Es entsteht dann ein Hartsalzlager mit einer Steinsalzunterlage, in der die Mineralien Vanthoffit, Loeweit und Langbeinit vorkommen.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Über den Einfluß der rotliegenden Gebirgsbewegungen auf die rotliegenden Eruptivgesteine Deutschlands.

(Vortrag, gehalten in der Sitzung am 1. April 1925.)

Von Herrn Hellmers in Berlin.

(Mit 15 Textabbildungen.)

Während des Karbons kamen in Begleitung der gebirgsbildenden Vorgänge in Süd- und Mitteldeutschland Tiefengesteine zur Intrusion, die ziemlich ausgesprochen pazifischen Charakter haben. Als ihre effusiven Äquivalente sind die Quarzporphyre, Porphyrite usw. zu betrachten, die in demselben Gebiet während des Karbons und Perms zum Erguß kamen. Trotzdem sie aber einem pazifischen Magma entstammen, haben sich bei ihnen unter dem Einfluß der permischen Gebirgsbewegungen ganz verschiedene Typen herausgebildet, die zum Teil einen fast atlantischen Charakter tragen. Dies näher auszuführen und zu begründen soll der Zweck des Folgenden sein.

Zunächst will ich aber noch kurz auf die Projektionsart eingehen, die ich zur graphischen Veranschaulichung der Resultate der Gesteinsanalysen benutzte. Sie ist von v. Wolff angegeben, der sie eingehend im „Vulkanismus", Band II[1]) erklärt. v. Wolff nimmt zwei gleichseitige Dreiecksprojektionen zur Hilfe. Die drei Komponenten, die im ersten Dreieck zur Darstellung kommen, sind: der Quarz, die leukokraten und die melanokraten Bestandteile. Jede Gesteinsanalyse wird so umgerechnet, als ob das betreffende Gestein ein Gemenge der sauersten Silikate, nämlich des Feldspats und des Augits, wäre. Der Ueberschuß oder der Fehlbetrag an Kieselsäure ergibt die dritte Komponente mit positivem oder negativem Vorzeichen. Zu den leukokraten Bestandteilen rechnen die Feldspate, der Leuzit und der Nephelin, zu den melanokraten Augit, Hornblende, Olivin und Magneteisen. Im zweiten Dreieck wird dann der mittlere Feldspat dargestellt. Er ist der Durchschnittsfeldspat, der sich ergäbe, wenn das K, das Na und das Ca der leukokraten Bestandteile zu Feldspat abgesättigt würde.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Außerdem sollen die für die tertiären Eruptivgesteine üblichen Namen zu Vergleichszwecken auf die rotliegenden übertragen werden (Abb. 15), also für Quarzporphyr Liparit, für Quarzporphyrit Dazit, für Porphyr Trachyt, für Porphyrit Andesit, usw. Alle Gesteine, die einen größeren Quarzgehalt haben, als dem Quarz-Feldspateutektikum entspricht, sollen zum Liparit, bezw. zum Dazit, gerechnet werden. Das Quarz-Feldspateutektikum ist durch Untersuchungen von Vogt, die im Jahrbuch für Mineralogie, Bd. 25, veröffentlicht wurden, festgelegt worden, und zwar fand er, daß das Eutektikum bei einer Zusammensetzung der Schmelze liegt, die folgende Gewichtsprozente zeigt:

SiO_2 = 74,04
Al_2O_3 = 14,19
CaO = 0,33
Na_2O = 2,02
K_2O = 9,42

In Molekularprozenten ausgedrückt, ergibt sich folgende Zusammensetzung:

SiO_2 = 81,62
Al_2O_3 = 9,22
CaO = 0,39
Na_2O = 2,16
K_2O = 6,63

In dem Wolffschen Dreieck liegt also das Eutektikum E bei L = 71,9, M = 0,0 und Q = 28,1.

Im ganzen waren am Ende der Karbonzeit die gebirgsbildenden Bewegungen zur Ruhe gekommen. Das einzige größere Ereignis, was noch eintrat, war die Entstehung der Saar-Saale-Senke. Ihre Bildung begann am Ende des Karbons und dauerte während des ganzen Rotliegenden an[2]). Es lag nun nahe, anzunehmen, daß diese Senkungsvorgänge auf das Magma einen Einfluß ausüben mußten. Nicht berührt von diesen Vorgängen war Süddeutschland, und zwar die Eruptivgebiete des Schwarzwaldes, der Vogesen und der Umgebung von Heidelberg.

Im Schwarzwald und den Vogesen brachen im Mittelrotliegenden Eruptivgesteine aus, die einen sehr sauren Charakter haben. Sie finden sich in ausgebreiteten Decken von Quarzporphyren, besonders bei Lahr und Oppenau. Die Eruptionen des Odenwaldes schließen sich denen des Schwarzwaldes und der Vogesen eng an. Auch hier herrschen saure Gesteine stark vor, wie z. B. der Dossenheimer Quarzporphyr zeigt. Die Analysen der süddeutschen Gesteine finden sich in der Tabelle am Schluß der Arbeit

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

von Nr. 1—19. Die Anorthitwerte aller dieser Gesteine liegen sehr niedrig, selten bedeutend über 6. Die Projektionspunkte der mittleren Feldspate nähern sich also stark der Orthoklas-Albit-Linie. Die Q-Werte liegen meist stark über 28. Die Gesteine sind also überwiegend Liparite und z. T. Trachyte. (Abb. 1 u. 2.)

Weiter nach Norden zu kommen wir jetzt in das Gebiet der Saar-Saale-Senke. Nach der Karte, die Kühn

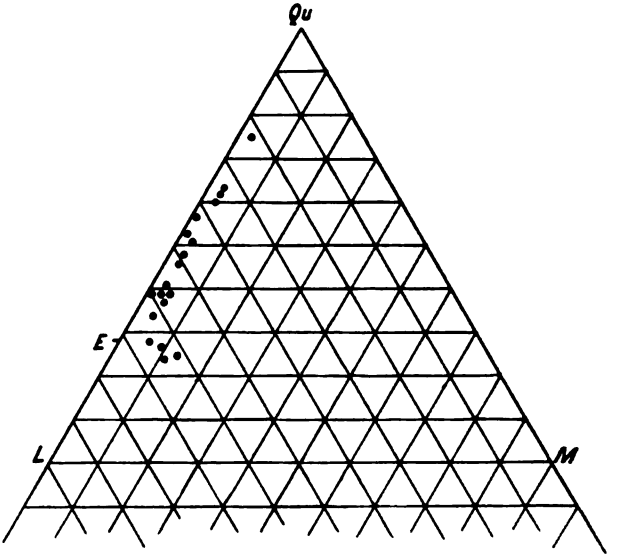


Abb. 1. Süddeutsches Eruptivgebiet (Schwarzwald, Vogesen, Odenwald).

seiner oben zitierten Arbeit beigibt, existierten im Oberkarbon zunächst zwei getrennte Becken, das Saar-Nahe-Becken und das Saalebecken, das auch das Ilfelder Gebiet umfaßte. Im Unterrotliegenden erweitert sich das Saar-Nahe-Becken nach Nordosten bis über den Rhein hinaus, und das Saalebecken nimmt das Ilfelder Becken in sich auf und erstreckt sich bis nach Thüringen hinein, während nördlich von Halle im Streichen des Beckens ein Hochgebiet auftritt. Im Saar-Nahe-Gebiet kommen nun Lawen zum Erguß, die einen ganz anderen Charakter tragen als die eben besprochenen. (Analyse Nr. 20—42.) (Abb. 3 u. 4.)

Die hier auftretenden Gesteine zerfallen in zwei Gruppen: erstens in die als Lager, Stöcke und Gänge im

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Unteren und Mittleren Rotliegenden vorkommenden Gesteine und zweitens in die Ergußgesteine des Grenzlagers, des sogenannten Grenzmelaphyrs. Zur ersten Gruppe gehören Felsitporphyre, Kersantitporphyre, Quarzporphyre, doleritische und basaltische Melaphyre der Umgebung von Oberstein, St. Wendel, Ottweiler, Lebach und Birkenfeld, in den Kuseler, Tholeyer und Lebacher Schichten. Dann folgen die Söterner Schichten mit dem Grenzlager, das aus Ge-

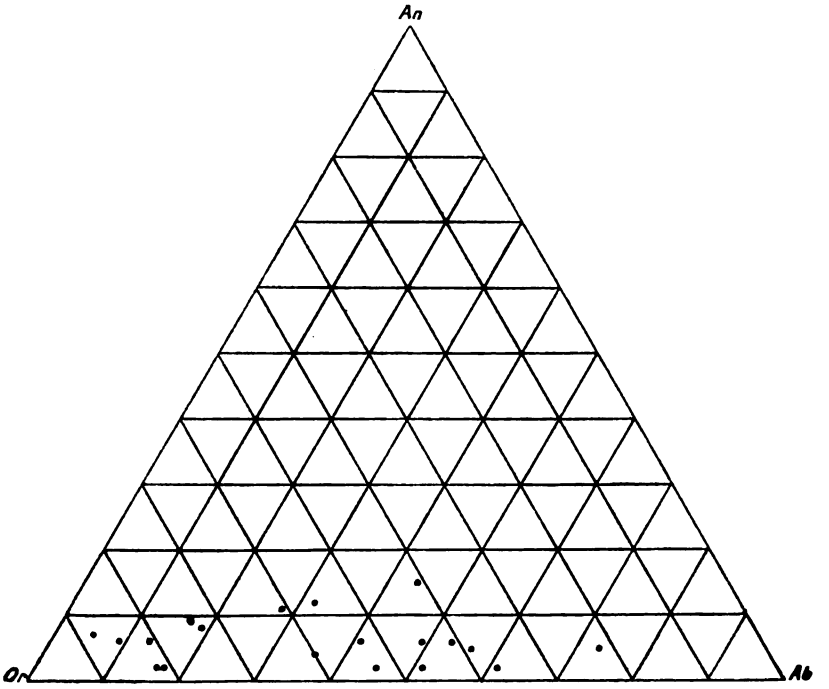


Abb. 2. Süddeutsches Eruptivgebiet
(Schwarzwald, Vogesen, Odenwald).

steinen besteht, die zum Erguß gekommen sind. Der älteste dieser Ergüsse ist ein basischer Augitporphyrit in der Gegend von Oberstein und Birkenfeld. Auf ihn folgen saurere Porphyrite, die aber nur eine beschränkte Verbreitung haben und bei Oberstein nur bis zum Idarbach reichen. Sie werden von dem Porphyrit vom Steinalb- und Totalbtal überlagert. Ueber diesen porphyritischen Lagerdecken folgen dann kieselsäureärmere und zwar Mela-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

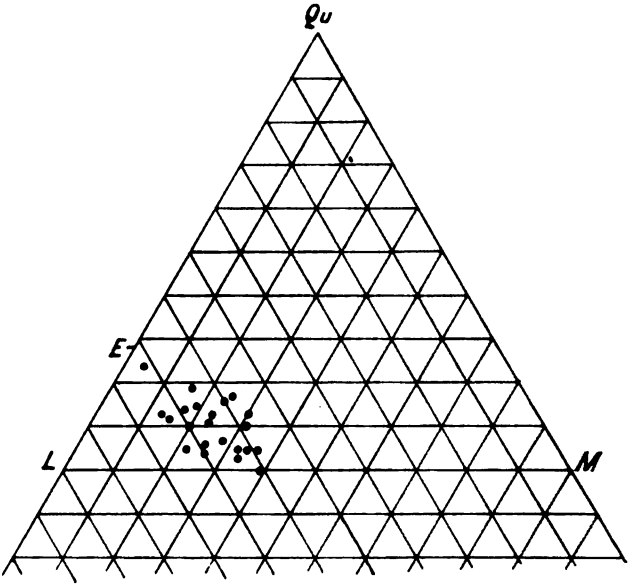


Abb. 3. Eruptivgebiet des Saar-Nahe-Beckens.

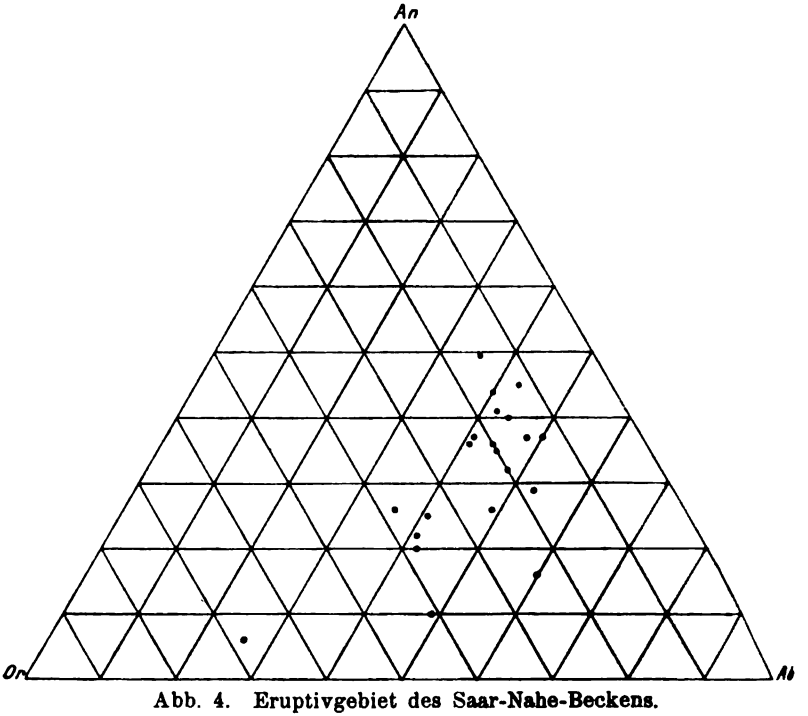


Abb. 4. Eruptivgebiet des Saar-Nahe-Beckens.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

phyre in mindestens drei Ergüssen. Im größten Teil des Gebietes schließen jetzt die Eruptionen ab, nur bei Regulshausen bei Oberstein folgt auf die Melaphyre wieder ein saureres Gestein, nämlich ein quarzführender Augitporphyrit. Mit ihm kommen die Eruptionen endlich zum Abschluß. Die Q-Werte sämtlicher Gesteine bleiben über Null, steigen aber nicht über 28. Echte Melaphyre oder Basalte fehlen also, ebenso Liparite und Dazite. Die Anorthitwerte der Gesteine liegen meistens über 25; die mittleren Feldspate nähern sich also stark dem Dreiecks-

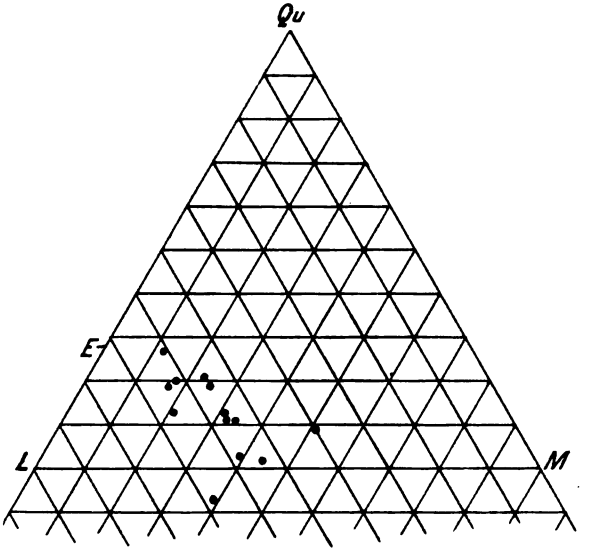


Abb. 5. Südharzer Eruptivgebiet.

mittelpunkt. Es ist das Magma als ein vorherrschend andesitisches, an der Grenze gegen den Trachyt stehendes, anzusprechen.

Im Harz bei Ilfeld liegt im Unterrotliegenden zu unterst ein durch eine Dissertation von Böttcher über die rotliegenden Eruptivgesteine von Ilfeld[3]) als Porphyrit oder nach der tertiären Bezeichnungsweise als Andesit angesprochenes Gestein, das aber doch wohl, zum Teil wenigstens, wie Analyse 50 zeigt, ein Orthoklasbasalt ist. Für einen echten Melaphyr oder Basalt ist der Orthoklasgehalt zu groß. Darüber folgen tonige Sedimente und dann schließt hier die Eruptivperiode mit einem Porphyrit oder Andesit

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

ab, wie er am Poppenberg und Falkenstein ansteht. Wie die Analysen (Nr. 43—55) zeigen, liegen die Q-Werte sämtlicher Gesteine unter 28, dem Quarzfeldspateutektikum, und die mittleren Feldspate liegen fast in der Mitte des Feldspatdreiecks. Das Harzer Magma gehört also einem vorherrschend andesitischen Magma an, das an der Grenze zu den Trachyten liegt. Die Abbildungen 5 und 6 zeigen

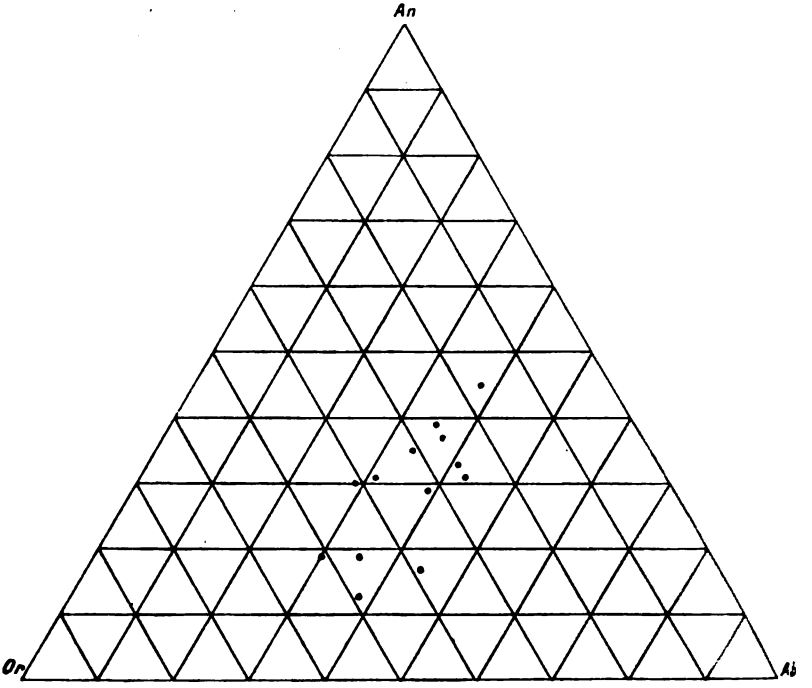


Abb. 6. Südharzer Eruptivgebiet.

deutlich die starke Ähnlichkeit dieser Gesteine mit den Porphyren von der Saar und Nahe.

Weiter nach Osten folgt jetzt das Eruptivgebiet von Halle und Hettstedt, das auch noch im Gebiet der Senke liegt. (Analyse Nr. 56—61).

Bei Halle liegen im Unterrotliegenden zwei Quarzporphyre übereinander, die durch das sogenannte Zwischensediment getrennt sind. Der untere Quarzporphyr bildet hier die Grenze gegen das Karbon. Seine Zurechnung zum Karbon oder Rotliegenden ist noch Gegenstand der Diskussion.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

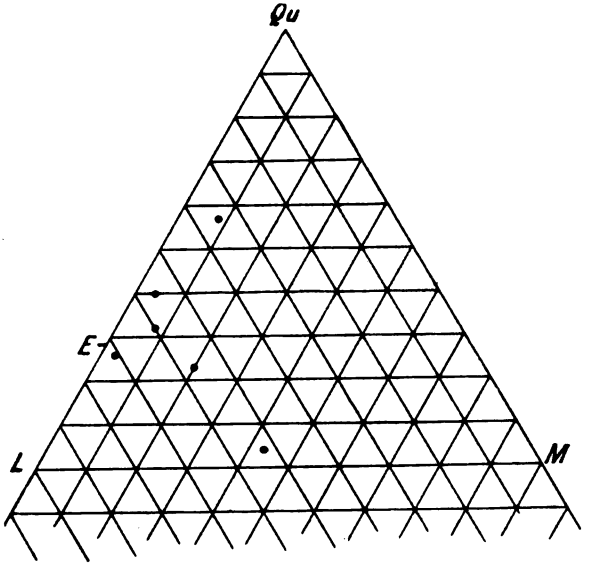


Abb. 7. Eruptivgebiet von Halle und Hettstedt.

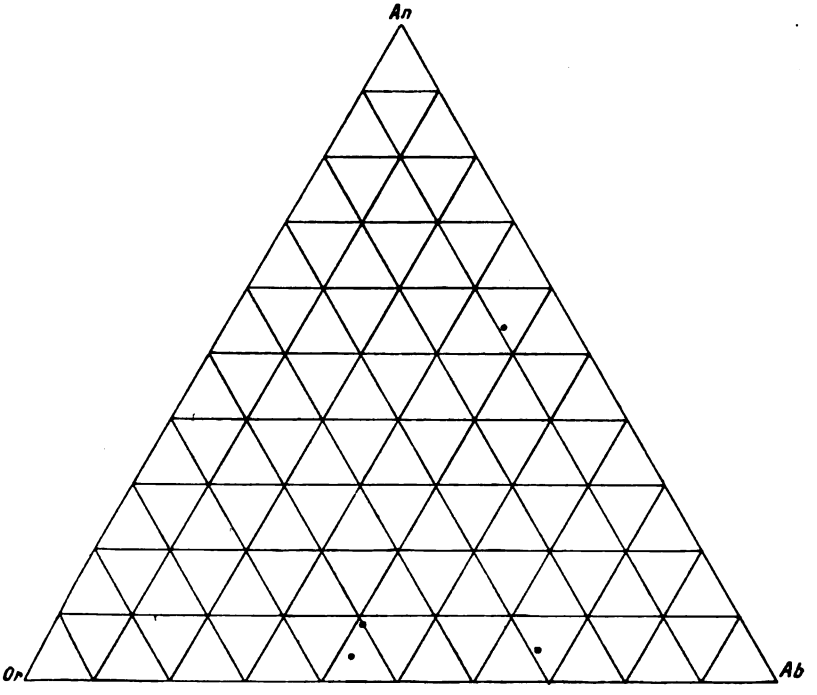


Abb. 8. Eruptivgebiet von Halle und Hettstedt.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Im ganzen ist aus den Analysen dieses Gebietes, soweit sie die Zusammensetzung saurer Gesteine angeben, wenig zu ersehen, da sich die beiden Gesteinsreihen, nämlich die der süddeutschen und die der Senkengesteine, im Liparitfelde decken. Immerhin hat der M-Wert hier höhere Werte als bei den entsprechend sauren süddeutschen Gesteinen. Besonders ausgesprochen zeigt dies der Porphyr von Schiedsberg, aber für Quarzporphyre hat auch der Felsitporphyr von Schwertz und besonders der Wettiner Quarzporphyr auffallend hohe Zahlen für die melanokraten Bestandteile.

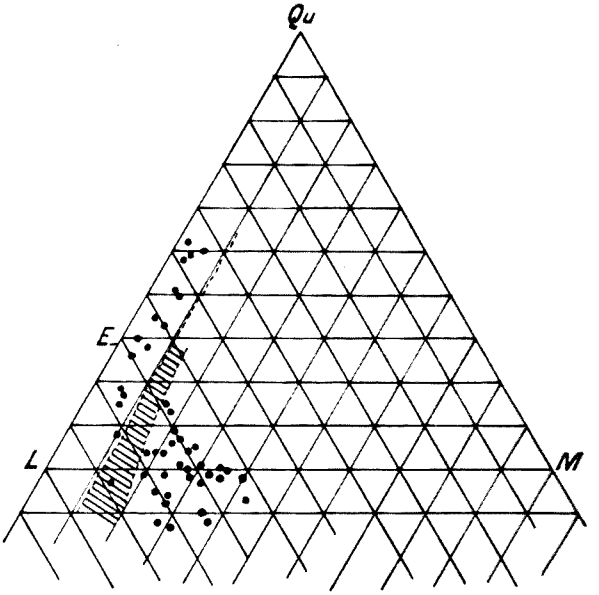


Abb. 9. Eruptivgebiet des Thüringer Waldes.

Der Hettstedter Melaphyr zeigt dagegen in der Lage seines Projektionspunktes (Abb. 7) im Quarzdreieck seine zu erwartende Zugehörigkeit zu einem andesitischen Magma an; im Feldspatdreieck (Abb. 8) herrscht sogar der Anorthitgehalt des Gesteins über den Gehalt an Orthoklas und Albit stark vor.

Während des Mittelrotliegenden setzen sich die Einbrüche im Gebiet der Saar-Saale-Senke fort. Das Ilfelder und das Saar-Nahe-Gebiet treten jetzt über Thüringen, wo im Unter- und Mittelrotliegenden gewaltige Eruptionen stattfinden, in Verbindung. In den Gehrener Schichten findet

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

man hier Quarzporphyre, Porphyrite und Melaphyre von denen WOLFF[4]) in seiner Dissertation eine genaue Gliederung nach dem Alter gegeben hat. Während der Ablagerung der Manebacher Schichten trat dann Ruhe ein. Aber schon in den Goldlauterer Schichten findet man als erstes Zeichen der wiedererwachenden Eruptivtätigkeit einen Melaphyr bei Lichtenau, dem in den Oberhöfer Schichten dann wieder Decken von Quarzporphyren, Porphyriten und Melaphyren

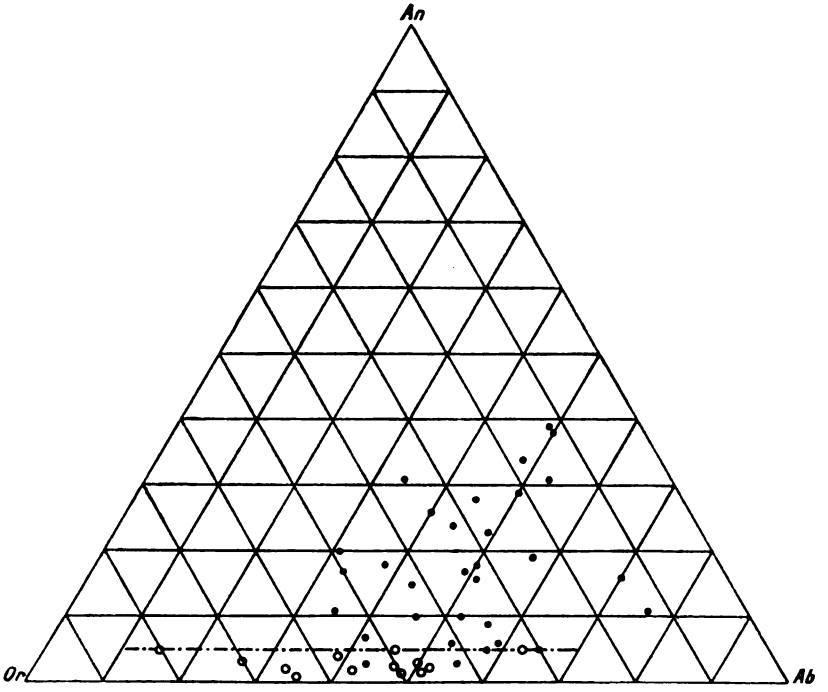


Abb. 10. Eruptivgebiet des Thüringer Waldes.

folgen. Leider sind bis jetzt nur von den Gesteinen der Gehrener Schichten brauchbare Analysen in größerer Zahl vorhanden, sodaß sich die gauverwandtschaftlichen Verhältnisse der Oberhöfer Stufe noch nicht übersehen lassen. Die Analysen der Thüringer Gesteine (Nr. 62—107) und die zugehörigen Projektionen (9 u. 10) lassen nur zwei Magmen erkennen. Von diesen entspricht das erste ganz dem Typus von Ilfeld und dem des Saargebiets. Wieder liegen alle Projektionspunkte im Quarzdreieck im Andesitfeld und bei — Qu im Basaltfeld, und auch im Feldspat-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

dreieck sind durch den erhöhten Anorthitgehalt die Projektionspunkte wieder in der Richtung auf den Dreiecksmittelpunkt und auf die An-Ab-Seite zu verlagert. Aber das zweite Magma, dessen Typus die Analysen 71—73, 75, 84, 89, 90, 97, 98, 101—106 erkennen lassen, zeigt ganz andere Verhältnisse. Der Teil seiner Analysen, der im Quarzdreieck (Abb. 9) ins Liparitfeld fällt, brauchte ja deswegen noch nicht als besonderer Typ aufgefaßt werden,

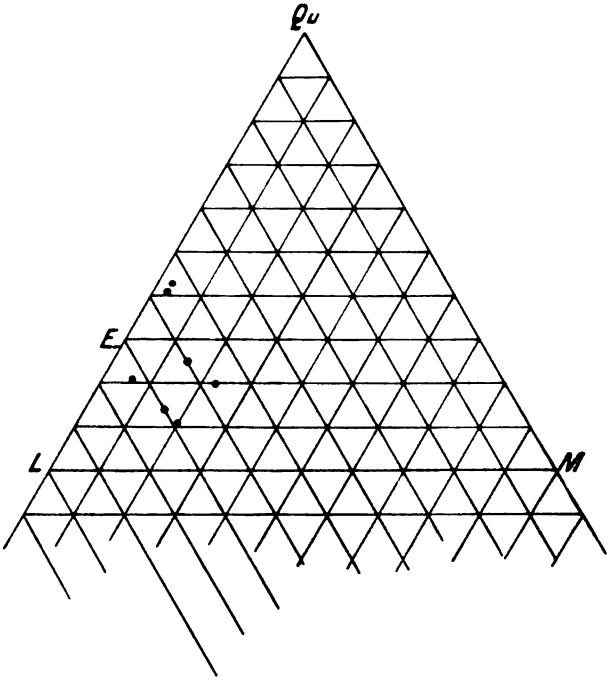


Abb. 11. Eruptivgebiet des Flechtinger Höhenzuges.

da ja auch die Gesteine von Halle ähnliche Projektionspunkte zeigen. Aber die Projektionspunkte der etwas basischeren Halleschen Gesteine weisen deutlich auf das Andesitfeld hin, während hier noch ein großer Teil der Punkte im Trachytfeld liegt und außerdem, im Gegensatz zu den sonst dicht zusammen liegenden Punkten, der schraffierte Sektor ohne Projektionspunkt bleibt und somit eine deutliche Trennung bewirkt. Als zweites kommt noch hinzu, daß im Feldspatdreieck die Punkte des ersten Magmas größtenteils mehr zum Dreiecksmittelpunkt hin, dagegen sämtliche

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

des zweiten Magmas dicht an der Or.-Ab-Linie liegen. Es bleibt also nichts anderes übrig, als in Thüringen ein zweites Magma anzunehmen, das keine Aehnlichkeit mit dem sonst für die Senke charakteristischen hat, sondern ganz dem süddeutschen Typ entspricht.

Damit sind alle Eruptivgebiete der Saar-Saale-Senke durchgesprochen und es bleibt im Norden der Senke nur

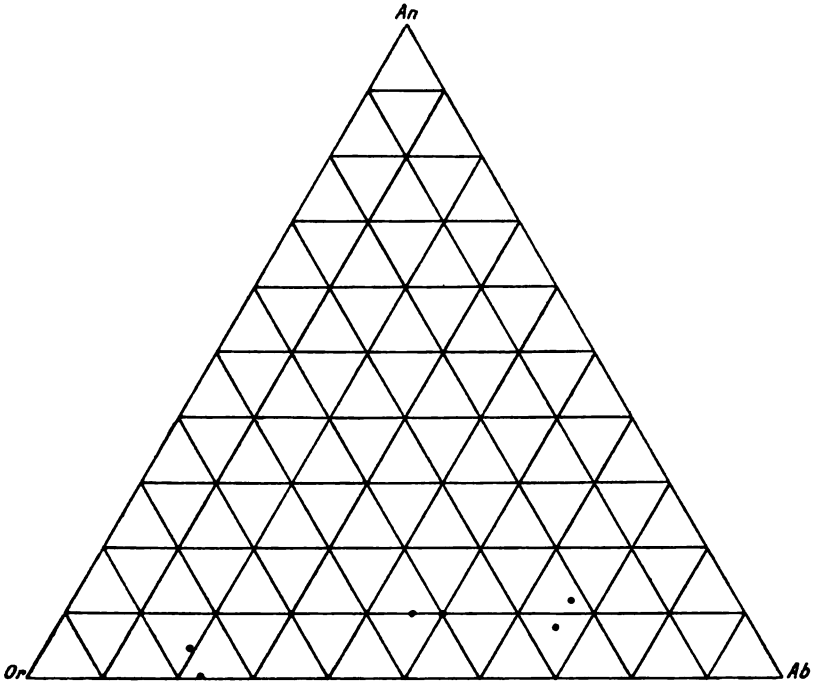


Abb. 12. Eruptivgebiet des Flechtinger Höhenzuges.

noch das des Flechtinger Höhenzugs (Analysen Nr. 108—114).

Am Flechtinger Höhenzug liegt zu unterst der ältere Augitporphyr von Altenhausen und Bodendorf. Auf ihn folgt der Quarzporphyr vom Mühlenberg, von den Klinzer Bergen und von Alvensleben, und den Abschluß bildet dann der jüngere Augitporphyrit vom Bullerberg, Hasenberg und Zissendorfer Berg.

Man sollte zunächst erwarten, hier dieselben Typen wie in Süddeutschland wiederzutreffen. Bis zu einem gewissen

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Umfang trifft das ja auch zu, wie auch die Projektionen (Abb. 11 u. 12) zeigen, aber doch nicht ganz. Die Aehnlichkeit zeigt sich im Quarzdreieck darin, daß auch hier liparitische und trachytische Gesteine vorkommen. Aber ein Teil der Analysenprojektionen nimmt das Andesitfeld ein. Die Punkte liegen nicht so ausgesprochen wie in Süddeutschland an der L-Qu-Linie, sondern mehr an der Grenze des Trachyt- und Andesitfeldes. Auch im Feld-

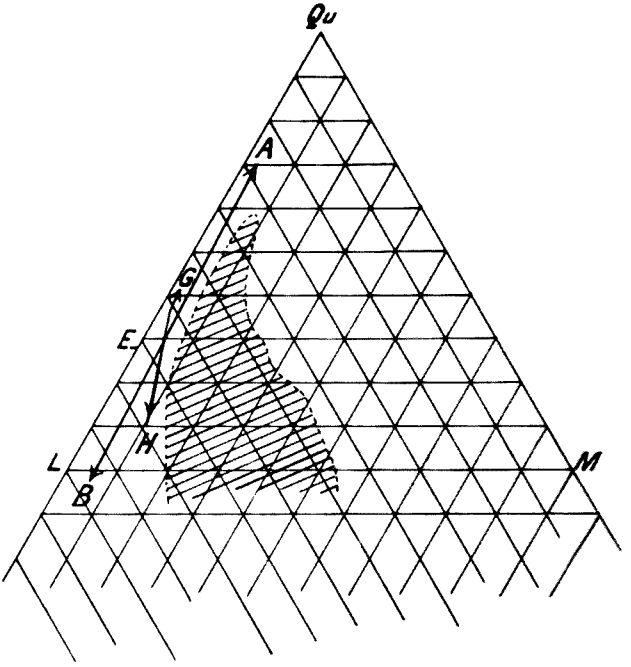


Abb. 13. Verteilung der Projektionspunkte im Quarzdreieck.
A—B: Süddeutsches Magma; schraffiert: Saar-Saale-Magma:
G—H: Magma des Flechtinger Höhenzuges.

spatdreieck zeigt sich die Aehnlichkeit beider Gesteinstypen darin, daß der Anorthitgehalt zurücktritt; die Gesteinsprojektionen also ziemlich nahe an der Or.-Ab-Linie liegen, der Gegensatz darin, daß die Projektionspunkte bei den süddeutschen Gesteinen mehr in der Richtung zum Orthoklas-, bei den Gesteinen des Flechtinger Höhenzuges mehr zum Albitpunkt verschoben liegen. Trotz der starken Ähnlichkeit beider Provinzen nimmt der Flechtinger Höhenzug also doch eine Sonderstellung ein.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Jetzt bleiben nur noch im Osten die Eruptivgesteine des Freistaates Sachsen und die des Waldenburger Bezirks zu besprechen. Hier interessiert besonders die Frage, ob der Einfluß der Saar-Saale-Senke noch weiter nach Südosten nachgewiesen werden kann. Leider steht mir zur Zeit noch nicht genügend Analysenmaterial zur Verfügung,

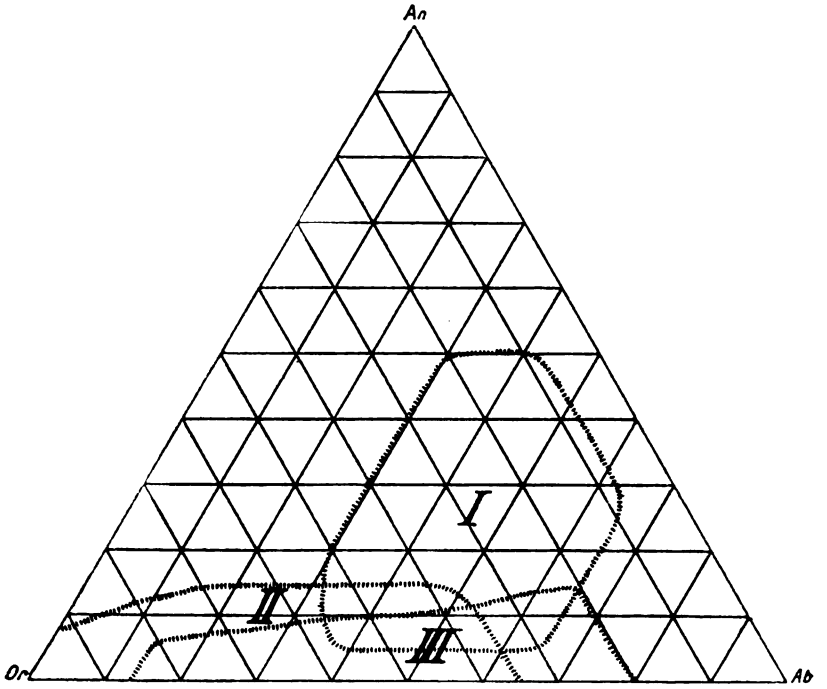


Abb. 14. Lage der Projektionspunkte im Feldspatdreieck.
I: Saar-Saale-Magma; II: Süddeutsches Magma; III: Magma des Flechtinger Höhenzuges.

und muß die Klärung dieser Frage einer späteren Arbeit vorbehalten bleiben.

Zum Schluß möge noch eine kurze Übersicht der Resultate der Untersuchungen gegeben werden (siehe auch Abb. 13 u. 14).

Die Eruptivgesteine Süddeutschlands zeigen liparitischen bis trachytischen Charakter. Ihre Projektionspunkte liegen im Qu-Dreieck längs der Linie A—B und ihr mittlerer Feldspat zeigt ein Ueberwiegen des Orthoklases und nimmt im Feldspatdreieck das Feld II ein.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Die Gesteine der Saar-Saale-Senke sind Dazite bis Andesite und Basalte, bei hohem Qu-Gehalte auch Liparite. Im Quarzdreieck liegen ihre Projektionspunkte in dem schraffierten Felde, im Feldspatdreieck nehmen sie das Feld I ein. Eine Ausnahme bildet ein Teil der Gesteine Thüringens. Diese Ausnahme findet möglicherweise ihre

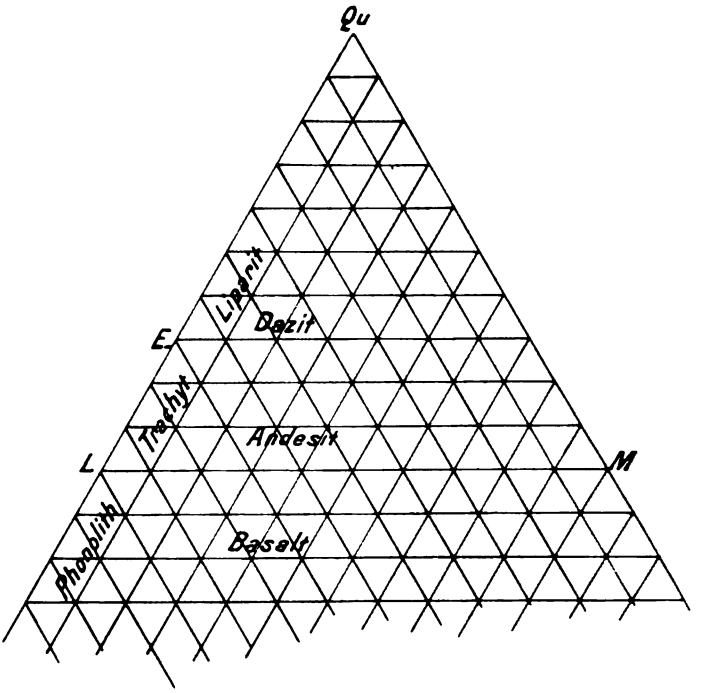


Abb. 15. Lage der Haupttypen tertiärer Eruptivgesteine im Quarzdreieck.

Erklärung darin, daß Thüringen erst später in die Senke einbezogen wurde.

Die Gesteine des Flechtinger Höhenzugs ähneln den süddeutschen, nehmen aber doch eine selbständige Stellung ein. Es sind Liparite bis Trachyte und Andesite mit Projektionspunkten längs G—H. Im Feldspatdreieck zeigt sich (sie nehmen dort Feld III ein) ihre Selbständigkeit darin, daß bei ihnen allerdings auch die Alkalien vorherrschen, ihr Feld aber mehr vom Orthoklas weg zum Albit hin verschoben ist.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Literatur.

1. F. v. Wolff: Der Vulkanismus. Stuttgart 1923.
2. Kühn: Die paläogeographische Entwicklung der Saar-Saale-Senke. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1923.
3. Böttcher: Die Ilfelder Prophyrite. Dissertation. Halle 1919.
4. Wolff: Die Eruptivgesteine der Gehrener Stufe Thüringens. Dissertation. Halle 1919.

Analysenliteratur.

Nr. 1. Beitr. z. Stratigr. Badens. Sekt. Lahr. 1867.
Nr. 2. „ „ „ „ „ Oppenau. 1863.
Nr. 3. „ „ „ „ „ Baden. 1861.
Nr. 4—12. Schmid: Verh. d. naturhist. Vereins Heidelberg. 1884.
Nr. 13—15. Rosenbusch: Elemente der Gesteinslehre. S. 316.
Nr. 16. Zirckel: Petrographie II.
Nr. 17—19. Deecke: Geologie von Baden.
Nr. 20—42. Erläuterungen zu den Blättern Birkenfeld, Ottweiler, Lebach, St. Wendel, Oberstein, Buhlenberg, Freisen.
Nr. 43—55. Böttcher: Die Ilfelder Prophyrite. Dissertation. Halle 1919.
Nr. 56—57. Zeitschr. d. Deutsch. Geologischen Gesellsch. 1861 und 1864.
Nr. 58. Bergwerksfreund. XI.
Nr. 59—60. Zeitschr. für praktische Chemie. 1895.
Nr. 61. Bergwerksfreund. XI.
Nr. 62—63. Schmid: Quarzfreie Porphyrite.
Nr. 64. Erläuterungen zu Blatt Masserberg.
Nr. 65. Haase: Gauverwandtschaftliche Tabellen II. Nr. 41.
Nr. 66—67. Loretz: Bemerkungen über Paramelaphyr.
Nr. 68—85. Erläuterungen zu den Blättern Suhl, Masserberg, Ilmenau.
Nr. 86—88. Schmid: Quarzfreie Porphyrite.
Nr. 89—90. Laufer: Quarzporphyre von Ilmenau.
Nr. 91—92. Loretz: Über ein Vorkommen von Kersantit.
Nr. 93. Jahrbuch der Preuß. Geologischen Landesanstalt. 1892. S. 135.
Nr. 94. Jahrbuch der Preuß. Geologischen Landesanstalt. 1887. S. 108.
Nr. 95. Jahrbuch der Preuß. Geologischen Landesanstalt. 1892. S. 135.
Nr. 96. Jahrbuch der Preuß. Geologischen Landesanstalt. 1888. S. 300.
Nr. 97. Jahrbuch der Preuß. Geologischen Landesanstalt. 1888. S. 290.
Nr. 98. Zeitschr. d. Deutsch. Geologischen Gesellsch. 1876. S. 34.
Nr. 99—106. Haase: Gauverwandtschaftliche Tabellen II.
Nr. 107. Jahrbuch der Preuß. Geologischen Landesanstalt. 1915. S. 181.
Nr. 108—114. Jahrbuch der Preuß. Geologischen Landesanst. XI.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Nr.	Gestein	Fundort	L	M	Qu	Or	Ab	An
1	Felsitporphyr	Schönberg	65,76	6,46	27,78	53,33	40,76	5,9
2	„	Sulzbach	41,66	1,06	57,28	81,47	16,24	2,2
3	„	Gottschlägtal	56,23	3,14	40,63	53,00	43,69	1,9
4	Porphyr	Brandenberg	61,99	12,66	25,35	56,19	32,24	11,5
5	„	„	64,27	9,14	26,59	40,69	45,88	13,4
6	„	Gr. Gabel	65,43	10,88	23,69	60,57	28,11	11,3
7	Feldsteinporphyr	Heidenstein	22,56	2,72	74,72	81,90	15,71	2,3
8	„	Rippenbachtal	45,29	1,42	53,29	88,33	4,81	6,8
9	Felsitfels	Knappengrund	35,36	2,50	62,14	85,32	9,12	5,5
10	Quarzporphyr	Sägenbühl	36,52	2,68	60,80	46,67	51,29	2,0
11	„	„	35,40	4,08	61,52	38,54	56,00	5,4
12	„	„	47,18	2,24	50,58	22,28	72,81	4,9
13	„	Kirnecktal	59,83	1,32	38,85	41,42	52,81	5,7
14	„	Roßkopf	58,00	2,92	39,08	44,72	49,72	5,5
15	„	„	57,16	3,74	39,10	37,34	61,12	1,5
16	„	Wagenberg	61,96	3,70	34,34	81,00	13,00	6,0
17	„	Ölberg	49,24	2,56	48,20	74,10	16,55	9,3
18	„	Leichtersberg	51,02	3,24	45,74	72,59	19,84	7,5
19	„	Äpfelskopf	58,77	3,62	37,61	59,86	36,25	3,8
20	Olivindiabas	Birkenfeld	73,56	21,52	4,92	67,59	26,34	6,0
21	Augitspenitporphyr	Ottweiler	70,16	26,30	3,54	40,59	48,97	10,4
22	Augitkersantit	„	69,36	20,23	10,41	17,36	41,88	40,7
23	Augitporphyrit	Birkenfeld	73,05	15,26	11,69	24,07	59,45	16,4
24	Porphyrit	Lebach	73,05	15,26	11,69	24,07	59,45	16,4
25	Quarzporphyr	„	71,41	4,30	24,29	90,35	7,70	1,9
26	Melaphyr	St. Wendel	64,84	28,40	6,76	22,05	41,14	36,8
27	„	Ottweiler	60,68	39,24	0,08	16,19	39,34	44,4
28	Kersantitporphyrit	Oberstein	63,66	23,22	13,18	37,86	39,37	22,7
29	Augitporphyrit	Freisen	64,80	16,26	18,94	39,01	40,49	20,5
30	Bronzitporphyrit	Lebach	65,28	19,31	15,41	20,09	43,63	36,2
31	Melaphyr	Birkenfeld	59,73	23,87	16,41	13,13	50,07	36,8
32	Olivindiabas	„	60,88	34,34	4,78	15,24	48,23	36,5
33	„	„	64,04	32,92	3,04	11,50	43,25	45,2
34	Augitkersantit	St. Wendel	56,39	30,48	13,13	37,72	36,39	25,8
35	Augitporphyrit	Oberstein	69,60	24,62	5,78	17,84	52,73	29,4
36	Bronzitporphyrit	Freisen	65,32	22,92	11,76	15,29	35,72	48,9
37	„	„	69,24	17,08	13,68	22,64	40,99	36,3
38	„	„	74,00	12,56	13,44	25,08	48,54	26,3
39	Enstatitporphyrit	Oberstein	59,48	30,79	9,73	34,41	40,19	25,4
40	Bronzitporphyrit	Buhlenberg	58,68	24,72	16,60	20,14	47,92	31,9
41	Melaphyr	Freisen	62,20	32,49	5,31	20,13	45,13	34,7
42	„	„	58,24	36,38	5,38	15,75	43,84	40,4
43	Bronzitporphyrit	Gottestal	55,51	33,99	10,50	26,01	43,36	30,6
44	„	Rabenstein	58,84	38,54	2,62	30,98	34,24	34,7
45	„	Poppenberg	39,72	51,20	9,08	25,75	41,45	32,8
46	„	Bähretal	57,60	44,08	1,68	25,69	37,78	36,5
47	„	Fischbachtal	55,60	31,24	13,16	39,03	44,03	16,9
48	„	Bähretal	56,16	32,26	11,58	46,01	35,04	18,9
49	Glimmerbronzit-porphyrit	Brückenkopf	66,32	20,72	12,96	40,77	28,83	30,4
50	Bronzitporphyrit	Ebersburg	67,20	39,30	−6,50	50,71	30,24	19,0

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

	Gestein	Fundort	L	M	Qu	Or	Ab	An
	Bronzitporphyrit	Bährетal	62,36	17,75	19,89	25,89	34,62	39,42
	„	Gänseschnabel	64,09	17,40	18,51	32,46	38,72	28,82
	„	Vaterstein	55,73	23,46	20,79	44,49	42,66	12,85
	„	Kunzentaler Kohlenschacht	55,96	25,16	18,88	17,14	37,86	45,00
	„	Kunzentaler Kohlenschacht	60,82	12,48	26,70	38,10	30,48	31,42
	Melaphyr	Hettstedt	52,60	43,36	4,04	9,39	36,82	53,79
	Felsitporphyr	Schwertz	59.66	7,94	32,40	49,86	42,46	7,68
	Porphyr	Schiedsberg	56,44	20,36	32,20	54,47	41,59	3,94
	Quarzporphyr	Sandfelsen	71,00	3,31	25,69	29,44	65,28	5,28
	„	Tauzberg	55,44	4,36	40,20	—	—	—
	„	Wettin	34,19	7,74	57,36	—	—	—
	Glimmerporphyrit	Mährenbach	67,01	35,10	— 2,11	29,72	65,55	4,73
	„	Ilmsennberg	75,00	21,28	3,71	35,39	58,64	5,97
	„	Rehbachtal	89,55	13,54	— 3,09	42,12	54,98	2,90
	Augitporphyrit	Zimmergrund	67,84	32,94	— 0,78	34,39	39,62	16,99
	Porphyrit	Gotteskopf	81,52	19,55	— 1,07	52,12	41,38	6,50
	„	„	78,92	27,29	— 6,21	47,01	48,43	4,56
	Augitporphyrit	Achsenhag	68,83	18,16	13,01	59,24	38,03	2,73
	„	Gabelgrund	81,24	31,28	12,52	48,52	31,50	19,98
	Porphyrit	Gersheit	69,16	29,60	1,24	32,57	43,93	23,70
	Syenitporphyr	„	77,82	7,18	15,00	48,97	46,20	4,83
	„	„	77,96	6,50	15,54	46,71	50,92	2,37
	Porphyrit	Herrnberg	81,04	10,06	8,90	57,40	38,60	4,00
	Glimmerporphyrit	Masserberg	76,83	24,24	— 1,07	38,28	41,84	9,88
	Syenitporphyr	Tanngrund	70,01	4,38	25,61	55,56	42,57	1,87
	Enstatitporphyrit	Wilhelmsleite	70,00	26,18	3,72	13,99	70,39	15,62
	„	Schneide-müllerskopf	78,69	28,16	— 6,85	12,90	76,20	10,90
	„	Schneide-müllerskopf	70,92	22,52	6,56	20,97	50,00	29,03
)	Glimmerporphyrit	Ascherofen	71,22	32,00	— 3,22	34,91	56,09	9,00
)	Melaphyr	Hirschkopf	74,08	35,64	— 9,72	26,89	45,03	28,08
1	Porphyrit	Heiligenwand	71,92	28,26	— 0,18	27,59	29,27	23,14
2	„	Gotteskopf	72,72	29,42	— 2,14	42,35	42,35	15,30
3	Glimmerporphyrit	Auerhahn	63,68	36,26	0,06	33,29	15,63	16,08
4	Porphyr	Ilmenau	66,52	5,80	27,68	46,27	51,56	2,17
5	Melaphyr	Höllkopf	73,92	37,90	—11,82	23,59	57,58	18,83
6	Enstatitporphyrit	Schneide-müllerskopf	70,36	20,66	8,98	12,05	48,86	39,09
7	„	Schneide-müllerskopf	69,12	16,06	14,82	12,04	50,00	37,96
8	Glimmerporphyrit	Oehrenstock	69,01	25,50	5,49	34,65	34,92	30,93
9	Quarzporphyr	Ilmenau	60,07	7,12	32,81	—	—	—
0	„	Stützerbach	54,91	4,55	40,54	64,63	33,33	2,04
1	Kersantit	Querbachtal	63,92	35,95	0,13	34,42	39,67	25,91
2	Glimmerporphyrit	Neubrunn	61,92	40,25	— 2,17	50,13	33,20	16,67
3	„	Langenwiesen	83,60	27,96	—11,56	43,64	46,70	9,66
4	„	Neubrunn	71,32	22,22	6,46	43,83	38,34	17,83
5	„	Langenwiesen	81,48	24,01	— 5,49	53,88	35,38	10.74

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Nr.	Gestein	Fundort	L	M	Qu	Or	Ab	An
96	Glimmerporphyrit	Nahetal	76,12	19,71	4.17	31.89	50.21	17
97	Syenitporphyr	Tanngrund	75.60	6.48	17.92	50.22	46.33	3
98	Porphyr	Rumpelsberg	45.75	2.00	52.25	—	—	—
99	Porphyrit	Unterneubrunn	78,61	17,50	3,89	41.19	52.59	6
100	Enstatitporphyrit	Wilhelmsleite	72,84	25.94	1,22	18.22	47.63	34
101	Quarzporphyr	Schmiedefeld	47,48	3,72	48,80	63.54	35.42	1
102	„	Gr. Übeltal	53,81	6.20	39.99	47.38	48.96	3
103	Porphyr	Erbskopf	67,05	3.08	29.87	50.31	48.09	1
104	„	Gabelbachskopf	60,71	4,12	35.17	32.45	62.12	5
105	„	Unterneubrunn	46,83	3.86	49.31	69.93	27.36	2
106	Quarzporphyr	Sachsenstein	44,55	5.60	49.85	80.42	15.04	4
107	Melaphyr	Lichtenau	64,24	43,13	— 7.37	16.18	53.06	30
108	Porphyrit	Buhlenberg	69,85	15,76	14,39	21.90	65.81	12
109	„	Hasenberg	59,16	16,22	24,62	44.19	45.52	10
110	„	Zissendorfer Berg	57,10	22.60	20.30	40,35	49.90	9
111	Quarzporphyr	Alvensleben	54,46	2,56	42,98	—	—	—
112	Porphyrit	Altenhausen	69,02	20.20	10.78	77,49	22.51	0
113	Porphyr	Mühlenberge	72,88	6.08	21.04	26.22	65.33	8
114	„	Klinzer Berge	55,59	2,58	41,83	75.80	19.28	4

Briefliche Mitteilungen.

Über alte geschieferte Amphibolitgänge des Wunsiedler Marmorzuges.

Von Herrn A. Wurm in München.

(Mit 5 Textabbildungen.)

Schon Gümbel hat in seiner Geognostischen Beschreibung des Fichtelgebirges und etwas ausführlicher in der Geologie von Bayern jene eigenartigen amphibolitischen Bänder erwähnt, welche den Wunsiedler Marmor durchsetzen. Eine genauere Untersuchung dieser Vorkommen anläßlich der Exkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft i. J. 1923 hat eine ganze Reihe interessanter Einzelheiten ergeben, die diese kurze Mitteilung rechtfertigen.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Weitaus die günstigsten Aufschlüsse zum Studium dieser Vorkommen bieten die großen Bruchanlagen der Firma *Retsch u. Co.* bei Holenbrunn. An vielen Stellen des Bruches fallen die dunklen Einlagerungen in dem schneeweißen Marmor auf; Ausgangspunkt für unsere Untersuchungen ist ein mächtiges Amphibolitband, das im östlichen Teil des Bruches durch den Marmor zieht (vgl. Abb. 1). Schon eine flüchtige Betrachtung zeigt, daß das Band nicht einheitlich ist, sondern sich aus drei Lagen zusammensetzt. Die untere Lage besteht aus einem im Mittel 1 m mächtigen, schwarzen Amphibolit. Das Gestein ist ziemlich feinkörnig

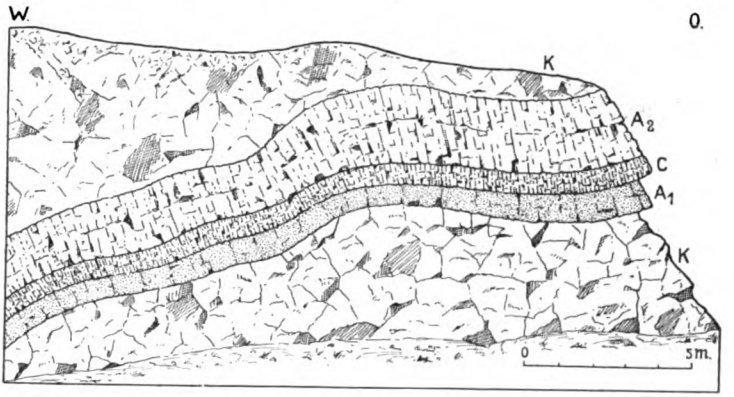


Abb. 1. Geschieferte Eruptivgänge im Marmorkalk des Steinbruchs Holenbrunn (gemischte Gänge).
A_1' feinkörniger fast massiger Amphibolit; C stark geschieferter Chlorit-aktinolithschiefer; A_2 geschieferter Amphibolit; K Kalkmarmor.

bis dicht und nur stellenweise schwach geschiefert. Es zeigt aber Klüftung, die der Schieferung folgt und ebenso wie diese N 70 O streicht und mit 60° Süd einfällt. Darüber folgt ein graugrünes, stark geschiefertes, chloritschieferähnliches Gestein, das etwa 85 cm mächtig ist. (Schieferung N 70 O, F. 45 S). Das Hangende bildet wieder ein 2.40 m mächtiger Amphibolit, ähnlich wie im Liegenden, jedoch stärker geschiefert (Schieferung N 75 O, F 50 S). Der Kalk ist an dieser Stelle massig entwickelt und läßt keine Schichtung erkennen. Die Amphibolitzone fällt schwach nach WNW ein. Sie läßt sich nach Westen durch den Bruch weithin verfolgen und biegt, wie man an einem nördlichen Ausläufer des Steinbruches erkennen kann, ziemlich steil flexurartig nach Norden ab.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Es handelt sich nun darum, über die Natur dieser dunklen Gesteinsbänder Klarheit zu bekommen. Über die petrographische Zusammensetzung gibt die mikroskopische Analyse folgende Auskunft: Die liegende und die hangende Platte sind typische Feldspatamphibolite. Der Mineralbestand ist grüne Hornblende und Plagioklas, wahrscheinlich Oligoklas. Biotit und Chlorit sind nur in spärlichen Fetzen vorhanden; reichlich erscheint Titaneisen mit sekundär daraus entstandenem Titanit. Die Struktur ist typisch diablastisch.

Das chloritschieferähnliche Gestein besteht aus einem wirren Filz von Strahlsteinnadeln und reichlich Chlorit, der auf den Schieferungsflächen dünne Häute bildet. Vereinzelt bricht bräunliche pleochroitische Hornblende ein, Feldspat fehlt. Das Gestein ist also ein chloritischer Aktinolithschiefer.

Über den Chemismus geben folgende Analysen Auskunft (von Dr. Spengel):

I. Amphibolit		II. Diabas Schwarzenbach a. W.		III. Chlorit-aktinolithschiefer	
SiO_2	48,42	SiO_2	46,90	SiO_2	43,61
Al_2O_3	17,16	Al_2O_3	16,88	Al_2O_3	9,90
Fe_2O_3	14,18	Fe_2O_3	2,15	Cr_2O_3	0,02
CaO	9,59			Fe_2O_3	4,39
		FeO	11,38	FeO	10,01
MgO	6,88			MnO	0,29
		MnO	0,68	CaO	8,71
K_2O	0,44			MgO	18,89
		CaO	7,89	K_2O	0,18
Na_2O	3,01			Na_2O	0,67
		MgO	5,47	P_2O_5	0,08
		K_2O	0,33	Cl	0,04
H_2O (105°)	0,06	Na_2O	4,01	F	0,11
		CO_2	2,06	H_2O (105°)	0,24
H_2O (> 105°)	0,19			H_2O (> 105°)	2,91
	99,93	H_2O (105°)	0,47		100,05
		H_2O (> 105°)	1,93		
			100,15		

Parameter nach Niggli

I.		II.		III.	
si	100	si	110,5	si	78
al	22,7	al	23,4	al	10,4
fm	47,1	fm	47	fm	71,7
c	23,1	c	20	c	16,6
alk	7,1	alk	9,6	alk	1,3
k	0,09	k	0,05	k	0,15
mg	0,5	mg	0,66	mg	0,7
qz—28		qz—28		qz—27	

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Die Analysen zeigen, daß der Chemismus dieser Gänge grundverschieden ist. Die chemische Zusammensetzung des Amphibolites entspricht der eines paläozoischen Diabases, wie die zum Vergleich beigegebene Analyse zeigt.

Die Amphibolitbänder erscheinen nun in den ausgedehnten Steinbruchanlagen an vielen Stellen und ihre Lagerungsverhältnisse lassen keinen Zweifel, daß es sich, wie schon WEINSCHENK[1]) erkannte, um metamorphe Eruptivgänge nach Art der Metabasite SEDERHOLMS handelt. Eine unzweifelhafte primäre Apophyse des Amphibolits in den Kalk ließ sich an einem Amphibolitgang in der schon erwähnten nördlichen Abzweigung des Steinbruches beobachten.

Wie die Gänge zur ursprünglichen Schichtung verlaufen, läßt sich im Nordteil des Bruches meist nicht feststellen, da der Kalk massig entwickelt ist. In den südlichen Bruchanlagen, wo der Marmor deutlich geschichtet ist und die Gänge in gleicher Weise wiederkehren, sieht man sie zum Teil als Lagergänge in den südeinfallenden Marmorschichten aufsetzen, zum Teil beobachtet man einen mehr oder weniger diskordanten bzw. akkordanten Verlauf der Salbänder. Diese Beobachtung und vor allem auch das Ausstrahlen von Apophysen beweisen die Eruptivnatur der Gänge. Es sind allerdings Gänge nicht der jüngeren diskordanten Granitphase, sondern einer älteren Gneisphase.

Der zuerst beschriebene Aufschluß zeigt deutlich, daß das Amphibolitband nicht einheitlich zusammengesetzt ist, sondern daß je ein Amphibolitgang im Liegenden und Hangenden einen chloritischen Aktinolithschiefergang einschließen. Es liegt hier also der Typus von gemischten[2]) Gängen vor, wie er in ähnlicher Ausbildung bei Kersantit- und Porphyritgängen aus dem Thüringer Walde bekannt geworden ist, neuerdings auch von KLEMM aus dem Odenwald beschrieben wurde; übrigens kennen wir auch aus dem Frankenwald aus einem Kohlenkalkbruch im Eisenbachtal, südlich Schwarzenbach a. W., eine Gangspalte, auf der ein Minette- und ein Mesodiabasgang emporgedrungen sind. Bei all den letztgenannten Vorkommen handelt es sich aber um jüngere Gänge im Gefolge der karbonischen Granitintrusionen.

Die gemischten Gänge treten auch im Südteil des Holenbrunner Bruches mehrfach auf, immer schließen zwei

[1]) Über die Plastizität der Gesteine. Centralblatt f. Min. 1902, S. 162.

[2]) Ein längerer Intrusionshiatus ist nicht wahrscheinlich.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

schwarze Amphibolitgänge einen grünen Aktinolithschiefergang ein. Der feinkörnige, fast ungeschieferte Amphibolit enthält hier außer Hornblende und Plagioklas reichlich Biotit, zum Teil in Nestern angereichert, ferner Titanit, in großen Ausscheidungen aus Titaneisen hervorgegangen, und als weiteren interessanten Gemengteil Turmalin, schon makroskopisch sichtbar. Turmalin, vielleicht auch Biotit, sind keine ursprünglichen Bestandteile der Gänge, sie sind pneumatolytische bzw. kontaktmetamorphe Neubildungen im Gefolge der jüngeren Granitintrusionen, deren Einwirkung auf den Kalk und auf die umgebenden Phyllite sich an vielen Stellen bemerkbar macht. Auch der Magnetkies, der sich

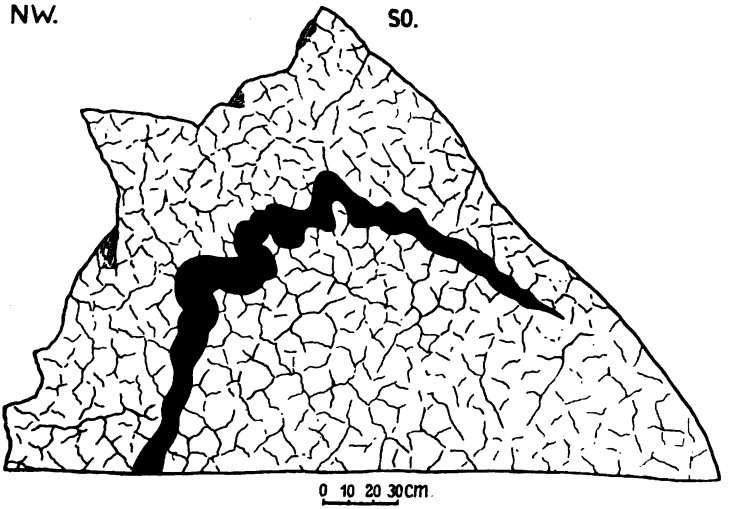


Abb. 2. Stauchfaltengang von Amphibolit im Kalkmarmor des Holenbrunner Steinbruches.

im Kalkmarmor findet, ist auf solche kontaktmetamorphe Einwirkungen zurückzuführen.

Besonderes Interesse beanspruchen noch die gefalteten Gänge. Schon GÜMBEL hat sie in seiner „Geologie von Bayern" zur Abbildung gebracht. Die Gänge setzen quer wellig verbogen und gekrümmt in Schlangenlinienform durch den Kalk hindurch (vgl. Abb. 2). Die Faltung dieser Amphibolitadern ist bei vollständiger Erweichung erfolgt. Die Schieferung der Gänge beweist, daß gerichtete Spannungen in dem erweichten, noch nicht völlig erstarrten Magma andauerten. Schieferung und Stauchfaltung unter-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

liegen nun keiner wirren Richtungslosigkeit, sondern fügen sich, wie das SANDER[2]) in anderen Gebieten zum erstenmal gezeigt hat, gut in den Rahmen der Gesamttektonik ein. Der Wundsiedler Marmorzug streicht etwa N 70°0 und fällt mit lokalen Abweichungen mit 55° nach S ein. Im mittleren Bruchteil läßt sich das nicht beobachten, da der Marmor massig entwickelt ist, nur stellenweise ist die Schichtung durch eine Art dunkler graphitischer Bänderung angedeutet. Aber im südlichen Bruchteil und ebenso in einem kleinen Bruch nördlich der Hauptstraße, also im Liegenden und Hangenden des ganzen Marmorzuges, kommt die Schichtung deutlich zum Ausdruck. Der Schichtungsebene parallel verläuft die sogenannte „s-Fläche", die Fläche „minimaler

Abb. 3. Stengelige Auswalzung des Kalkmarmors im Steinbruch Holenbrunn.

Zug- und Schubwiderstände", die senkrecht auf dem gerichteten Druck steht. Parallel dem Streichen verläuft eine eigentümliche Streckung, Laminierung oder Auswalzung des Kalkes in scheitartige Körper (vgl. Abb. 3), deren Längsflächen wellig verbogen sind und eine Längsriefung aufweisen. Auf dem Querprofil kommt dieser eigentümliche, tektonisch bedingte Zerfall des Kalkes als Pflasterstruktur im großen zum Ausdruck. Eben dieser Streckung läuft auch die Schieferung in den Amphibolitgängen parallel.

[2]) BRUNO SANDER, Studienreisen im Grundgebirge Finnlands. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1914, N. 3.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

In den Lagergängen des südlichen Bruchteils ist sie parallel den Salbändern, im N in dem großen Aufschluß, wo der gemischte Gang quer zu s nach WNW einfällt, sehen wir auch die Salbänder quer die Schieferung durchschneiden (vgl. Abb. 4). Besonders auffallend ist hier das scharfe Abstoßen der stark ausgeprägten Schieferung des Aktinolithschieferganges an dem kaum geschieferten, nur geklüfteten, liegenden Amphibolitgang. Es scheint, daß dieser rascher erstarrt ist und das Stadium der Erweichung schneller durchschritten hat als die hangenden Gänge und deshalb den Einflüssen gerichteter Spannungen weniger lang unterworfen war.

Es ist nun außerordentlich interessant, daß die Anordnung der Stauchfalten nicht willkürlich ist, sondern in

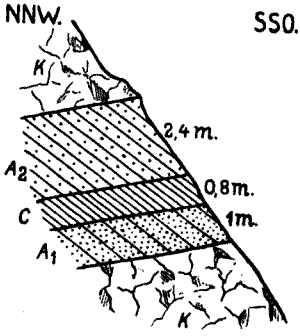


Abb. 4. Gänge quer zum Streichen des Kalkes, Schieferung quer zum Salband.
A_1 und A_2 Amphibolit; C Chloritaktinolithschiefer; K Kalkmarmor, Holenbrunner Marmorbruch.

einer bestimmten Lagebeziehung zur „s"-Fläche steht. Die Zusammendrückung ist durchweg senkrecht zur Schieferungs- oder „s"-Fläche erfolgt. Die Schlangenlinie steht senkrecht auf dieser, die Faltenachsen streichen parallel dem Marmorzug. Solche Stauchfaltungen sind deshalb auch nur in NW—SO verlaufenden Steinbruchwänden gut zu beobachten (vgl. Abb. 2).

Wo die Gänge quer zu s liegen, sind sie in Schlangenlinienform zusammengestaucht, wo sie in der s-Fläche aufsteigen, sind sie vielfach in eine Reihe isolierter Linsen ausgezogen und ausgequetscht (vgl. Abb. 5). Solche Injektionen lassen sich in dem verlassenen östlichen Teil des Bruches beobachten.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

So muß man die Streckung des Kalkes, die Faltung und Schieferung der Amphibolitgänge und ihre Ausquetschung zu an- und abschwellenden Linsen auf ein- und dieselbe Ursache zurückführen, auf eine starke tektonische Durchbewegung des Gebirges senkrecht zu s.

Die Amphibolite sind in erweichtem Zustand in Stauchfalten zusammengepreßt worden. Das schließt nicht aus, daß die Bewegungen auch nach der Erstarrung noch andauerten. Dadurch kam es zu Zerreißung der Amphibolitbänder an scharfen Bruchlinien, wie das WEINSCHENK (a. a. O.) beschreibt und abbildet. Der plastische Kalk ist in die Winkel zwischen den Bruchrändern der sprödoren

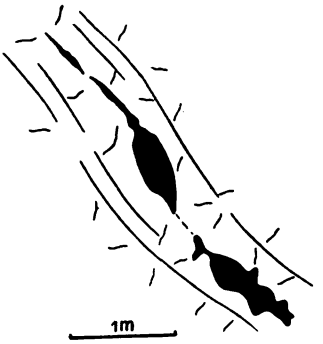


Abb. 5. Konkordante Amphibolitinjektion, an- und abschwellend. Holenbrunner Marmorbruch.

Amphibolite in homogener Deformation eingepreßt worden[3]). Dieses plastische Verhalten des Kalkes zeigt sich auch am Salband des liegenden Amphibolitganges im Nordteil des Bruches; hier dringt der Kalk apophysenartig in den Amphibolit ein.

Es ist klar, daß die Gänge in das noch ungefaltete Gebirge eingedrungen sind. Das ergibt sich schon aus der Natur der gemischten Gänge, die an einfach verlaufende Spalten gebunden waren. Später wurden sie tektonisch stark durchbewegt, wobei sie eine Veränderung ihres ursprünglichen Mineralbestandes und ihrer Texturen erlitten.

Das Gesamtbild stellt sich also folgendermaßen dar: Aufreißen von Gangspalten im Kalk und Ausfüllung mit

[3]) Vgl. F. E. SUESS, Beispiele plastischer und kristalloblastischer Gesteinsumformung. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 1909. II. Bd., S. 250.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

basischen Magmen. Bildung der gemischten Gänge. Orogenetische Phase. Metamorphose des Marmors, Streckung des Kalkes, Ausbildung der Schieferung und Stauchfaltung der Gänge in erweichtem Zustand. Andauern der Bewegungen und rupturelle Veränderungen. Spätere Metamorphose durch den jüngeren Granit, Zuführung von Turmalin und anderen Kontaktmineralien.

[Manuskript eingegangen am 10. März 1925.]

Über eine Sandsteinstufe mit mutmaßlichen Bohrlochausfüllungen von *Pholas Sclerotites* Gein. aus dem Turon von Groß-Cotta bei Pirna.

Von Herrn R. Schreiter in Freiberg i. Sa.

(Mit 1 Textabbildung.)

Durch Vermittlung von Herrn Bergdirektor Stohn gelangte das geologische Institut der Bergakademie Freiberg in den Besitz einer eigenartigen Sandsteinstufe, die aus den Steinbrüchen der Firma Fleck und Illmert am Fuße des Cottaer Spitzberges stammt. Die dort abgebauten Sandsteinblöcke wurden an die Steinbildhauerei von Herrn Moritz Johannes in Freiberg geliefert. Als der Gehilfe dieses Unternehmens in Freiberg einen schon längere Zeit im Hofe lagernden Sandsteinblock bearbeiten wollte, fiel ihm, wie er sagte, mit der Schichtung übereinstimmend, ein Riß auf, dem er beim Behauen folgte. Er gelangte beim Weiterschlagen an einen ellipsoidähnlichen Hohlraum, der über und über mit Kohle angefüllt war, die leicht in Brocken herausgelöst werden konnte. Die eine Hälfte des Hohlraumes, die an dem technisch weiter zu bearbeitenden Sandsteinblock verblieb, wurde wieder ausgefüllt und entging leider damit der wissenschaftlichen Untersuchung. Eine kleinere abgespaltene Sandsteinstufe mit dem anderen Teil des Hohlraumes wurde von Herrn Johannes der Sammlung des geologischen Instituts überlassen (vgl. Abbildung).

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Die Gesteinsstufe des Cottaer Sandsteins besitzt auf der Oberseite eine Vertiefung von elliptischem Umriß, deren großer Durchmesser 18,5 cm beträgt, während der kleinere nur annäherungsweise zu etwa 12 bis 14 cm geschätzt werden kann, da ein Stück der Gesteinsstufe an einer Seite fehlt. Der Abfall von den Wänden der Vertiefung vollzieht sich allmählich, die, von der Oberfläche an gerechnet, in der Mitte 3 cm erreicht.

Die Wände und der Boden der Vertiefung sind, abgesehen von ihrer Unebenheit, über und über mit linsenförmigen Gebilden besetzt und teilweise übersät, die vielfach eine Größe von 4—6 mm im Durchmesser haben, aber ebenso auch in winzigeren Ausmaßen vorkommen. Stellenweise treten diese linsenförmigen „Konkretionen" für sich allein auf. An anderen Orten fließen zwei oder mehrere ineinander über, um sich auf diese Weise zu länglicheren Formen zu vereinigen. Häufig treten mehrere der rundlichen „Konkretionen" schichtenförmig übereinander aus der Seitenwand hervor, wobei ihre Linsenform noch nicht entwickelt, sondern erst angedeutet ist. Immer aber sind die linsenförmigen Gebilde einander gleich zugeordnet, d. h. ihre flachen Breitseiten zeigen sich dem Beschauer stets beim Einblick in die Vertiefung, genau wie eine Linsenfrucht mit ihrer Breitseite auf dem Tische liegt. Geringe Lageveränderungen wurden beobachtet, doch nirgends so weitgehend, daß sie ein linsenförmiges Gebilde stark geneigt gegenüber den übrigen gleich großen „Konkretionen" zeigen.

Neben den weitaus vorherrschenden, Linsengröße erreichenden „Konkretionen" treten auch kleine, kugelige Zusammenballungen von winzigem Ausmaße, etwa von Stecknadelkopfgröße, am Boden der flach muldenförmigen Vertiefung auf, die zunächst ganz und gar den Eindruck von konkretionär verfestigtem, losen Sand erwecken, aber in keinem genetischen Zusammenhang mit den oben geschilderten „Linsen" stehen dürften. Diese Verbindung scheint aber an zwei weiteren Stellen vorhanden zu sein. Die eine ist durch eine etwa kleinfingerdicke, rippenartig vorspringende Erhebung gekennzeichnet, die über dem Boden der Vertiefung liegt, sich einige Zentimeter hinzieht, um dann in die Sohle einer Seitenwand überzuleiten. An der Grenze von rippenartiger Erhebung und flachem Boden der Vertiefung sind wiederholte halbkreisförmige Einbuchtungen zu erkennen. Die zweite am Boden der Vertiefung beobachtete Stelle zeigt ein aufsitzendes kleines Tor, das,

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

einem auf einer Tischplatte liegenden, gekrümmten Finger vergleichbar, eine Öffnung zwischen diesem und der Tischplatte freiläßt. Diese „Henkelbildung" hat allerdings nur 1 cm Länge und ist an den Aufsatzenden an linsenähnliche Gebilde verankert.

Um die beschriebenen, eigenartigen Bildungen zu deuten, könnte man zunächst daran denken, die zahlreichen, über 100 gleichen linsenförmigen Körpergestalten als einfache Konkretionen oder Zusammenballungen aufzufassen, die sich jeweils räumlich gleichmäßig um vielleicht von der Decke des Hohlraums herabgefallenen losen Sand geschart haben und im weiteren Bildungsstadium immer und immer wieder dieselben Linsen geworden sind. Dann wäre keinesfalls zu verstehen, warum der größte Durchmesser aller „Linsen" mit der Richtung der Schichtungsebene des Sandsteins parallel verläuft. Es ließe sich auch keine Erklärung dafür finden, daß die Gebilde teilweise in Horizonten übereinander angeordnet sind. Zudem wäre es schwierig, in diesem Zusammenhange die beschriebenen Henkel und Rippen mit Einbuchtungen in ihrer Bildung zu verstehen.

Eine Ausnahmestellung mögen die kleinen, kugeligen Zusammenballungen von Stecknadelkopfgröße machen, die sich auf dem Boden der Vertiefung örtlich verteilt vorfinden. Man konnte sie als zusammengebackenen Sand deuten, der vielleicht frei von der Decke der Vertiefung herabgefallen oder durch Treibholz hindurch auf den Boden des Hohlraums gelangt ist. Irgendeine dieser Bildungen aber als konkretionär verfestigten Flugsand anzusprechen, scheint mir dagegen nicht einleuchtend zu sein.

Bliebe zu erörtern, ob es sich etwa um Raumgestalten handelt, die im genetischen Zusammenhang mit der in dem Hohlraum gefundenen Kohle stehen. In der Erläuterung zur Sektion Pirna erwähnt Pietzsch backofenförmige Vertiefungen in der Labiatusstufe des Sandsteins von Großcotta bei Pirna, die losen Sand enthalten. Es handle sich wahrscheinlich dabei um diagenetisch nicht verfestigten Sand, um Stellen, die von der Diagenese nicht ergriffen wurden. Soweit es sich um Hohlräume mit losem Sand handelt, mag dies zutreffen. Im vorliegenden Falle aber war der Hohlraum mit schwarzer, bröckeliger und bituminoser Kohle angefüllt. Der Steinmetzgehilfe brachte mir davon 270 g und versicherte mir, daß ein kleiner Teil von Kohle noch verloren gegangen sei. Berücksichtigt man,

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

daß der Hohlraum in der vorliegenden Sandsteinstufe vielleicht die Hälfte des tatsächlich vorhanden gewesenen darstellt und daß ein kleines Stück von der Sandsteinstufe mit einem kleinen Teil des verbliebenen Hohlraums fehlt, so müßte man immer noch 100 g, wenn nicht mehr, in Rechnung setzen, d. h. das Treibholz, wenn es überhaupt für die Bildung der Kohle in Betracht kommt, dürfte die Ursache des Hohlraums gewesen sein. Tatsächlich teilte mir die Firma in Großcotta auf eine Anfrage hin mit, daß solche Hohlräume häufiger mit Kohle angefüllt seien und übrigens in gewissen Horizonten liegen sollen. In Übereinstimmung damit steht die Angabe von PIETZSCH, daß die Labiatusstufe des Sandsteins sehr oft eine „Marmorierung" aufweise, die durch feinste Kohlestreifen bedingt sei. Diese Beimengung von kohligen Partikeln führe auch zu einer größeren Zusammenballung von Kohlebrocken, die dann von den Steinbrechern „Schnupftabak" genannt werden. In der Tat weist die Sandsteinstufe im Querbruche feinste dunkle Äderung auf, und man könnte dann diese Äderung in kausalen Zusammenhang mit der in dem Hohlraum gefundenen Kohle bringen. Nach der mikroskopischen Untersuchung von Schönfeld in Dresden sind Gefäßreste in der Kohle nachweisbar, welche auf die Zugehörigkeit des Treibholzes zu einem Laub- oder Nadelbaum hinweisen. Es kann somit keinem Zweifel unterliegen, daß Treibholz die Entstehung des Hohlraums in diesem Falle bedingt hat, was keineswegs ausschließt, daß trogförmige Vertiefungen im Sandstein in anderen Fällen diagenetisch nicht verfestigte Stellen sind, vornehmlich dann, wenn sie mit losem Sand erfüllt sind.

Da Treibholz, das zu Pechkohle geworden ist, als Ursache des Hohlraums vorliegt, erhebt sich die Frage, ob die beschriebenen, linsenförmigen Gebilde etwa im kausalen Zusammenhang mit dem Treibholz selbst stehen, z. B. Bohrlochausfüllungen von irgendwelchen Tieren sein könnten. Von allen bisher bekannten Bildungen haben die linsenförmigen Gestalten die größte Ähnlichkeit mit den von H. B. GEINITZ, Elbtalgebirge in Sachsen, Tafel 52, Abb. 1—3 abgebildeten Bohrlochausfüllungen von *Pholas Sclerotites* GEIN. In diesem Werke zeigen die Abb. 1 und 2 die innere Schale in der aufgebrochenen, eiförmigen Hülle, aus dem unteren Pläner von Plauen b. Dresden, davon Abb. 1a die linke Seite, Abb. 1b die Ansicht, von vorn gesehen mit der die rechte Schale verdeckenden Hülle,

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

während Abb. 2 die innere Schale in der aufgebrochenen, kugeligen Hülle, von oben gesehen, wiedergibt.

In Übereinstimmung damit sind Bohrlochausfüllungen von *Pholas Sclerotites* Gein. in Abb. 3 dargestellt, unter welcher vermerkt ist: an den Wänden eines Stück Treibholzes aus dem Mittelquader von Cotta bei Pirna, also von jener Fundstelle, die auch unser Stück lieferte. Die im Dresdner Museum befindlichen Originale stimmen mit der Beschreibung von Geinitz (a. a. O.) vollständig überein: „kugelige und keulenförmige Bohrlochausfüllungen von Bohrmuscheln". Bei einem Vergleich zwischen diesen Vorkommen und den von mir beschriebenen Bildungen muß man ohne weiteres zugeben, daß die hier vorliegenden linsenförmigen Bildungen eine geradezu verblüffende Übereinstimmung mit *Pholas Sclerotites* Gein. haben. Die eingangs erwähnten rippenartigen Formen, die Henkelbildungen, die winzigen Zusammenballungen, das Verfließen von zwei und mehreren Gebilden ineinander würden sich in diesem Zusammenhang durchaus erklären lassen. Und doch befriedigt die Ansicht, daß es sich hier auch um Bohrlochausfüllungen von *Pholas Sclerotites* Gein. handelt, nicht recht. (Ich beziehe mich vorläufig nur auf die hier beschriebene Stufe.)

Es seien diese auffallenden Merkmale hier zusammengestellt:

1. Geinitz berichtet nur von kugeligen und keulenförmigen Gebilden. Die hier beschriebenen Formengestalten sind durchgängig linsenförmig, was allerdings auch für manche andere Vorkommen von *Pholas Sclerotites* Gein. gilt.

2. Die linsenförmigen Gebilde sitzen stets in derselben Orientierung in der Schichtebene, teilweise in Horizonten übereinander (vgl. Abbildung, oberer Rand.) Bohrlochausfüllungen müßten räumlich verschieden angeordnet zu beobachten sein.

3. Die Gebilde setzen zuweilen scharf am Rande des länglichen Hohlraumes ab. Auch die Dünnschliffuntersuchung zeigt das gleiche.

An anderen Stellen gehen die linsenförmigen Gebilde an der Innenwand des Hohlraums in vollständig plattgedrückte, schichtenweise übereinander liegende Lagen über, zwischen deren Fugen noch bröckelige Kohle liegt.

Die Möglichkeit einer mechanischen Auswaschung durch Wasser und Sand, besonders im Hinblick darauf, daß der

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Abb. 1. Hohlraum mit mutmaßlichen Bohrlochausfüllungen von *Pholas Sclerotites* Gein. im turonen Sandstein von Groß-Cotta bei Pirna.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Sandstein im Bindemittel außerordentlich wechselt, teils tonig, teils mergelig ist, während die linsenförmigen Gebilde in der chemischen Zusammensetzung etwas abzuweichen scheinen, also widerstandfähiger sind, scheint mir keineswegs ausgeschlossen zu sein. Bei einer solchen Deutung müßten die rippenartigen Gebilde, die Henkel usw. als Übergangsformen erklärt werden. Die Gesetzmäßigkeit in der äußeren linsenförmigen Gestalt ist aber auch dann schwer verständlich. Scheuerung mit losem Sand, der durch Wasser bewegt wird, wäscht kaum in dieser Weise aus, und auch die mechanischen Verwitterungsformen im großen sind meines Erachtens nach kaum zum Vergleich heranzuziehen.

Trotz allem halte ich also noch an der Deutung als Bohrlochausfüllungen von *Pholas Sclerotites* Gein. fest, solange nicht eine bessere Erklärung gefunden werden kann.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 8–10. 1925.

Protokolle der Sitzungen der Hauptversammlung vom 11. bis 14. August 1925 im Auditorium maximum der Westfälischen Wilhelms-Universität in Münster in Westfalen.

Protokoll der Sitzung am 11. August 1925.

Der Geschäftsführer, Herr WEGNER, eröffnet die Hauptversammlung mit Begrüßungsworten an die Teilnehmer.

Auf Vorschlag von Herrn POMPECKJ wird Herr WEGNER zum Vorsitzenden der ersten Sitzung gewählt und übernimmt den Vorsitz. Zu Schriftführern werden für die Dauer der Tagung gewählt die Herren ANDRÉE, BRINKMANN und SCHINDEWOLF.

Die Versammlung wird darauf durch Ansprachen begrüßt von Sr. Magnificenz dem Rektor der Westfälischen Wilhelms-Universität, Geh. Konsistorialrat Prof. Dr. GRÜTZMACHER, von dem Herrn Oberpräsidenten GRONOWSKI im Namen der Staatsregierung und der Provinz Westfalen, von Herrn Oberbürgermeister Dr. SPERLICH im Namen der Stadt Münster, von Herrn Oberbergrat SCHAPER als Vertreter der Oberbergämter Dortmund und Bonn, von Herrn Geheimen Bergrat Prof. Dr. BUSZ als Vorsitzenden des medizinisch-naturwissenschaftlichen Vereins zu Münster, von Herrn Bergassessor a. D. Dr. KUKUK als Vertreter der westfälischen Berggewerkschaftskasse und von Herrn Dr. HENKE als Vertreter des Siegerländer Bergbaues.

Der stellvertretende Vorsitzende der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Herr POMPECKJ, dankt den Vorrednern für die Worte der Begrüßung und dankt anschließend dem Geschäftsführer der Tagung, Herrn WEGNER, für die umfassenden Vorbereitungen.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Darauf erteilt der Vorsitzende das Wort Herrn **FISCHER** (Mülheim-Ruhr) zu dem Vortrage über: **„Neue Forschungen zur Bildung der Steinkohle“**[1]).

Nach einer Pause von 20 Minuten trägt Herr **R. BÄRTLING** vor über: **„Die Beziehungen der Steinkohlenbezirke im östlichen Teile des nordwesteuropäischen Karbongürtels“.**

Während die im Binnenlande abgelagerten Karbonbecken (Saar, Wettin, Sachsen, Niederschlesien) nur geringe räumliche Unterbrechungen aufweisen, klafft zwischen den paralischen Becken von Ruhr und Niederrhein bis zu dem von Oberschlesien eine gewaltige Lücke, die die Identifizierung beider sehr erschwert.

Auch Verschiedenheiten der Ablagerung und ihrer Fauna sind groß und erschweren dem Geologen Vergleichsarbeiten. Trotzdem sind soviel Uebereinstimmungen in der Ausbildung des Karbons an der Ruhr, von Oberschlesien, ja selbst von Südrußland vorhanden, daß man für alle diese nur einen einheitlichen Sedimentierungsvorgang annehmen kann. Es muß daher eine Verbindung im Untergrunde des Norddeutschen Flachlandes zu suchen sein. Die Frage, ob Aussicht vorhanden ist, diese Verbindung zu finden, wird bejaht. Es ist nicht aussichtslos, das Steinkohlengebirge in gewissen Gegenden Hannovers und in anderen Teilen des Norddeutschen Flachlandes zu erschließen. Von grundlegender Bedeutung ist hierfür die Tatsache, daß das Rotliegende in ganz Nordwestdeutschland fehlt, daß der Zechstein dort also unmittelbar auf dem Karbon liegt.

Herr **W. GOTHAN** spricht anschließend über: **„Gemeinsame Züge und Verschiedenheiten in den Profilen des Karbons der paralischen und limnischen Kohlenbecken Mitteleuropas“**[2]).

Als letzter Redner spricht Herr **P. KUKUK „Über den Aufbau des Karbons im mittleren Lippegebiet im Rahmen der Gesamttektonik des Ruhrsteinkohlengebirges“**[3]).

Seine Untersuchungen verfolgten den Zweck, die noch wenig bekannte Tektonik des Steinkohlengebirges im mitt-

---

[1]) Der Vortrag erscheint in den Abhandlungen Heft 4 des laufenden Jahrganges.

[2]) Der Vortrag erscheint in den Abhandlungen, Heft 3.

[3]) Der Vortrag soll in der Berg- und Hütten-Zeitschrift „Glückauf“ veröffentlicht werden.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

leren Lippegebiet zwischen Dorsten und Lünen aufzuhellen, das von einem zwischen Emscher- und Lippe-Mulde hoch herausragenden und vielgestaltigen Sattelgebilde beherrscht wird. Unter Zugrundelegung der leitenden tektonischen Züge des rechts-niederrheinisch-westfälischen Rumpfschollengebirges arbeitete der Redner die wichtigsten Kraftlinien dieser aus vier Sondersätteln bestehenden Aufwölbung heraus. Dabei stellte er weiter fest, daß die Mehrzahl der die Sondersättel durchsetzenden Querverwerfungen gleich den Sprüngen im Rheintalgraben, im Norden des Bezirks und am südlichen Ausgehenden der Kreide auch im mittleren Lippegebiet nach der Kreidezeit nochmals aufgerissen sind und das Kreidedeckgebirge mitverworfen haben. Lichtbilder mit der Darstellung der wichtigsten Strukturlinien sowie von Längs- und Querprofilen des Gebietes erläuterten die Ausführungen.

Zur Diskussion der letzten drei Vorträge sprechen die Herren Stille, H. Schmidt, Gothan, Petrascheck, Pompeckj und Lehmann.

Herr **H. SCHMIDT** führt in der Diskussion zum Vortrage von Herrn Gothan aus: Die Zonenfolge der Goniatiten zeigt im älteren Oberkarbon keinen „paläontologischen Abbruch". In den paralischen Becken wird sich feststellen lassen, ob ein Zeitabschnitt vorhanden ist, aus dem die floristische Überlieferung fehlt. Die Goniatiten geben mit geringerer Mühe eine detailliertere Zeitskala als die Pflanzen; namentlich im Flözleeren sollte mehr auf ihre Reste geachtet werden als bisher.

Nach einigen geschäftlichen Mitteilungen des Geschäftsführers wird zum Vorsitzenden für die nächste Sitzung Herr Kukuk gewählt. Zu Kassenprüfern wurden die Herren Arldt und Pietzsch gewählt.

Nach Verlesung des Protokolls wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

Wegner. Andrée. Brinkmann. Schindewolf.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Protokoll der geschäftlichen Sitzung am 12. August 1925.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Beginn der Sitzung 8½ Uhr vormittags.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und teilt mit, daß die Gesellschaft durch Tod die Mitglieder Bergrat W. NIMPTSCH und das Ehrenmitglied Geh. Bergrat Professor Dr. ALFRED JENTZSCH verloren hat. Dem letzteren widmet er einen warmen Nachruf.

Die Versammlung erhebt sich zu Ehren des Andenkens der Verstorbenen.

Als Mitglieder werden aufgenommen:

Herr Dr. KURT FIEGE, wissenschaftl. Hilfsarbeiter am Museum der Stadt Essen, Burgplatz 1;

Herr Bergwerksdirektor HEINRICH DROSTE in Hamm (Westf.), Ostenallee 82;

The Science Museum in London SW 7, South Kensington;

Herr Lehrer ERICH TRIEBEL in Mora, Post Ziegenrück, Thüringen;

Herr Professor Dr. RICHARD LÖFFLER in Saulgau;

Herr Dr. FRITZ DEUSS in Freiburg i. Br., Werderstraße 5;

Herr Dr. ED. WILDSCHREY in Duisburg, Ludgeristraße 12.

Der Vorsitzende berichtet über die Ereignisse und das Gesellschaftsleben im vergangenen Geschäftsjahre. Anschließend berichtet Herr BÄRTLING über den Druck der Zeitschrift. Herr POMPECKJ dankt Herrn BÄRTLING für seine Mühewaltung im Namen der Hauptversammlung.

Herr RIMANN stellt danach folgenden Antrag:

Im Interesse einer Ausgestaltung der Monatsberichte beantrage ich, daß jeder, der einen Vortrag vor der Deutschen Geologischen Gesellschaft hält, verpflichtet ist, vor Beginn des Vortrages dem Schriftführer ein kurzes 10—12 Zeilen umfassendes Selbstreferat für den Abdruck in den Monatsberichten zuzustellen. Außerdem soll bei den Titeln jedesmal soweit möglich angegeben werden, wo der Vortrag im Druck erscheinen wird.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Herr POMPECKJ befürwortet den Antrag, ebenso Herr GRÄSSNER. Der Antrag wird einstimmig angenommen, und zwar auf Antrag von Herrn BÄRTLING mit dem Zusatze, daß von jedem Vortrage ein kurzes Selbstreferat einzureichen ist.

Herr PICARD erstattet als Schatzmeister den Kassenbericht und legt den Haushaltsplan für 1925 vor. Die zu Rechnungsprüfern bestellten Herren ARLDT und PIETZSCH bestätigen die Richtigkeit der Rechnungslegung. Auf ihren Antrag wird dem Schatzmeister und dem Vorstande mit dem Dank für die Mühewaltung Entlastung erteilt.

Herr DIENST erstattet den Bibliotheksbericht und legt das Protokoll über die satzungsgemäß vorgenommene Bibliotheksrevision vor.

Herr POMPECKJ berichtet über den im nächsten Jahre in Madrid stattfindenden internationalen Geologenkongreß. Die Versammlung beschließt, die nächstjährige Hauptversammlung nicht ausfallen zu lassen, und wählt, der Einladung von Herrn BRÄUHÄUSER folgend, Stuttgart als nächsten Hauptversammlungsort. Herr BRÄUHÄUSER wird zum Geschäftsführer der nächstjährigen Hauptversammlung ernannt.

Herr v. KLEBELSBERG begründet nachstehenden von ihm am 25. Juli 1925 schriftlich gestellten Antrag:

Antrag
an die Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Zur Hebung des Vortragswesens stelle ich den Antrag, die Hauptversammlung wolle beschließen:

Die Vortragsfolge für die Sitzungen der Hauptversammlungen der Deutschen Geologischen Gesellschaft wird vom jeweiligen Geschäftsführer im Einvernehmen mit dem Vorstand festgesetzt.

Für jede Sitzung wird ein Hauptthema bestimmt. Erst nach Erledigung des Hauptthemas können nach Maßgabe der zur Verfügung stehenden Zeit auch andere Gegenstände zur Sprache gebracht werden.

Die Hauptthemen sollen möglichst verschiedenen Fachgebieten entnommen werden, wobei Themen zu bevorzugen sind, zu denen über wichtige neue Erfahrungen und Fortschritte der Kenntnis zu berichten ist.

Das Hauptthema einer Sitzung kann dem Vortragsorte angepaßt sein.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Zu den Hauptthemen werden zunächst von einem oder mehreren, nach ihrer speziellen Arbeitsrichtung besonders berufenen Fachmännern einführende, insbesondere über das Neue unterrichtende Referate erstattet. Die Referenten werden vom Geschäftsführenden im Einvernehmen mit dem Vorstande ausgewählt und gewonnen, die Vortragsdauer im Einvernehmen mit den Referenten festgesetzt.

Für die übrigen, zu den einzelnen Hauptthemen angemeldeten Vorträge wird nach Gesichtspunkten einer sachlich möglichst vorteilhaften Gestaltung der Vortragsordnung die Reihenfolge und eine einheitliche längste Redezeit bestimmt.

Angemeldete Vorträge, für die nach Maßgabe der Reihenfolge und der Redezeit in der dem betreffenden Thema gewidmeten Sitzung keine Zeit mehr bleibt, entfallen.

Über die Einreihung, sowie über Ausdehnung bzw. Abkürzung der Diskussion zu allen Vorträgen entscheidet die Versammlung mit Mehrheitsbeschluß.

Innsbruck, am 25. Juni 1925.

R. v. Klebelsberg.

Auf Vorschlag der Herren Gräßner und Pompeckj wird nicht endgültig über den Antrag entschieden, der dem Vorstande überwiesen wird.

Herr Gräßner tritt für eine straffere Organisation der Diskussion in den Versammlungen ein. Herr W. Wolff spricht den Wunsch aus, den Vorträgen auf der Hauptversammlung eine allgemeine Fassung zu geben.

Nach einigen geschäftlichen Mitteilungen von Herrn Wegner schließt der Vorsitzende die geschäftliche Sitzung und übergibt den Vorsitz Herrn Kukuk zur Eröffnung der wissenschaftlichen Sitzung.

v. w. o.

Pompeckj. Andrée. Brinkmann. Schindewolf.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Protokoll der wissenschaftlichen Sitzung am 12. August 1925.

Vorsitzender: Herr KUKUK.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt Herrn W. PETRASCHECK das Wort zu seinem Vortrage über: „Geologie der Schlagwetter“[4]).

Braun- und Steinkohlen entwickeln Grubengas. Ein Versuch mit Glanzbraunkohle zeigte, daß Streifenkohle mehr als reinstes Clarain entwickelt. Faserkohlenreiche Flöze geben wenig Methan. Die Entbindung von Grubengas steigt parallel dem Grade der Inkohlung und zeigt ihr Maximum in den Fettkohlen.

Scheinbare Ausnahmen von dieser Regel erklären sich durch Entgasung des ganzen Gebirgskörpers, wie Vergleiche zwischen Fördertagen und förderfreien Tagen lehren. Auskochversuche mit flözweise aus dem Vorbau entnommener Kohle lassen Beziehungen zur Altersfolge mit Zunahme der Methanentwicklung von Hangend zum Liegend und Maximum in den Fettkohlen erkennen. Es muß mit sehr hohen Drucken bei dem in den Vakuolen der Kohle eingeschlossenen Gas gerechnet werden, die dort, wo ein Druckausgleich stattfinden konnte, sich auch an Gasansammlungen messen lassen. Die Undichtigkeit des Gebirges sowie die leichte Diffusion des Methans bewirkte zahlreiche, aber nur scheinbare Ausnahmen.

Zur Diskussion sprechen die Herren BÄRTLING, LEHMANN, KUKUK, GOTHAN und der Vortragende.

Herr R. STAPPENBECK spricht sodann über: „Die Anthrazitlagerstätten Nordperus“.

Von Hualgayoc in Nordperu bis Huancavelica in Mittelperu zieht sich eine 800 km lange Zone hin, worin an sehr vielen Stellen Kohle bekannt geworden ist, die häufig, namentlich in Nordperu, in Anthrazit umgewandelt ist. Der Vortragende hatte Gelegenheit, das Kohlengebiet am oberen Rio Chicama zu kartieren und verschiedene andere Kohlengebiete zu besuchen. Im Chicamagebiet beginnt das Profil mit marinem Tithon, an der Grenze gegen den folgenden Wealdenquarzit liegt ein meist nicht abbauwürdiges Kohlen-

[4]) Der Vortrag wird in den Abhandlungen erscheinen.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

flöz, dessen stratigraphische Zugehörigkeit noch nicht völlig geklärt ist. Im Wealdenquarzit liegen vier bis fünf Kohlenflöze, die meist im Hangenden und Liegenden etwas Schiefer haben. Die hangenden Schiefer enthalten häufig gut erhaltene Abdrücke von Weichselia, Otozamites usw. Über dem Wealden folgen wieder marine Schiefer, sodann mächtige Quarzite, danach marines Apt, Gault, Cenoman, Turon und Emscher. Damit schließt die Schichtenfolge. Wahrscheinlich im obersten Senon wurden die Schichten aufgefaltet, und bei dieser Gelegenheit drang ein mächtiger Batholith von Biotitgranit empor, der nach dem Rande zu zunächst in Amphibolgranit, dann in Diorit, schließlich selbst in Lamprophyr übergeht. Aplite und Lamprophyre durchsetzen den Batholithen und auch die Sedimente. Die Faltenrichtung weicht hier von dem NW—SO gerichteten Generalstreichen der Kordillere ab und geht in WNW-Richtung, schließlich in OW-Richtung über; der Schub ist gegen N erfolgt. Längsbrüche sind häufig, Querbrüche selten. Faltungsdruck und Hitzewirkung des Batholithen haben die Kohle, die ursprünglich eine Streifenkohle war, in Anthrazit verwandelt. Die Flöze erreichen Mächtigkeiten bis zu 6 m; ihr Einfallswinkel liegt meist zwischen 30° und 60°, selten flacher oder steiler. Die Kohle ist bodenständigen Ursprungs und paralisch innerhalb der andinen Geosynklinale abgelagert, die zeitweilig in dieser Zone infolge sehr starker Sedimentzufuhr verlandete. Die Menge des im Chicamagebiete vorhandenen gewinnbaren Anthrazits beträgt nach durchaus vorsichtiger Schätzung rund 180 000 000 t.

Zur Diskussion sprechen die Herren KUKUK und der Vortragende.

Nach einer Pause von 25 Minuten legt Herr **W. PAECKELMANN** den **Entwurf einer tektonisch-geologischen Übersichtskarte des Rheinischen Schiefergebirges i. M. 1:200 000** vor, die zunächst für das geologische Landesmuseum in Berlin gezeichnet wurde. Ihre Veröffentlichung ist beabsichtigt.

An der Erörterung beteiligen sich die Herren TILMANN, FLIEGEL und der Vortragende.

Dann spricht Herr **M. RICHTER** über: **„Unter- und Mitteldevon im südlichen Oberbergischen“**[5]).

[5]) Der Vortrag soll in dieser Zeitschrift zum Abdruck kommen.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Es wird eine neue Gliederung der Siegener Schichten versucht, die im Querprofil des Rheins ihren Ursprung hat. Davon ausgehend, werden die Verhältnisse im Siegerland gestreift. Weiter wird dargelegt, daß die Verseschichten (FUCHS) über den Siegener Schichten liegen, die Lagerungsverhältnisse lassen sich mit der Fauna vorläufig noch nicht in Einklang bringen. Verseschichten und Oberkoblenz keilen nach S über Siegener Schichten aus, so daß im südlichsten Oberbergischen unteres Mitteldevon auf tiefe Siegener Schichten zu liegen kommt. Damit fällt die Überschiebungshypothese von DENCKMANN. Im unteren Mitteldevon hat sich auch im südlichen Oberbergischen die Gliederung der Geologischen Landesanstalt bewährt.

An der Besprechung nehmen teil die Herren HENKE, W. E. SCHMIDT, FLIEGEL, STILLE, PAECKELMANN und der Vortragende.

Nach einigen geschäftlichen Mitteilungen der Herren WEGNER, KUKUK und LEHMANN trägt Herr **KRÄUSEL** vor über: **„Neue Pflanzenfunde im Devon von Elberfeld".**

Die im Mitteldevon des Kirberges gefundenen Pflanzen sind vom Vortragenden und WEYLAND bearbeitet worden. Die von ihnen früher als *Hostimella* beschriebenen nackten, dichotom gegliederten Achsen erwiesen sich als die Sporangienträger eines *Asteroxylon* mit *Thursophyton* ähnlicher Belaubung. *Aneurophyton germanicum* zeigt im anatomischen Bau der Achse Ähnlichkeit mit *Palaeopitys Milleri*, einem Stamm aus dem englischen Old Red und möglicherweise einer Gymnosperme. Außer diesen beiden Fossilen fanden sich sterile und fertile Sprosse einer *Hyenia* sowie einer articulatenähnlichen, *Calamophyton primaevum* genannten Pflanze, schließlich noch ein *Cladoxylon*. Es ist dies die erste Cladoxylee, bei der Belaubung und Sporophylle bekannt sind.

Die ausführliche Bearbeitung wird in den Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft erscheinen.

Zur Diskussion spricht Herr GOTHAN.

Nach geschäftlichen Mitteilungen der Herren Exkursionsführer BÄRTLING und KUKUK hält Herr **O. H. SCHINDEWOLF** einen Vortrag: **„Zur Kenntnis der Devon-Karbon-Grenze in Deutschland".**

Im Mittelpunkt steht die Frage nach dem Alter der *Gattendorfia*-Stufe (= „Hangenberg-Kalke" H. SCHMIDT), die

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

nach neueren Untersuchungen ihre stratigraphische Position bei Gattendorf über der *Wocklumeria*-Stufe (Bk. 20, SCHINDEWOLF 1923) und bei Drewer zwischen der *Wocklumeria*-Stufe (= „Hangenberg-Schiefer" H. SCHMIDT) mit *Wocklumeria Denckmanni* WDKD. und *Cymaclymenia camerata* SCHDWF. (= *„Postclymenia evoluta"* H. SCHMIDT) und der *Pericyclus*-Stufe hat. Die von H. SCHMIDT angegebenen Beziehungen zwischen der Fauna der *Gattendorfia*-Stufe und der der unterkarbonischen Kinderhook-Group Nordamerikas beruhen auf unrichtigen Fossilbestimmungen und bestehen tatsächlich nicht. Insbesondere ist zu betonen, daß nicht ein einziger Vertreter der eigentlichen unterkarbonischen Charaktergattungen der Kinderhook-Schichten in der *Gattendorfia*-Stufe auftritt. Wegen dieses Fehlens neuer karbonischer Elemente und anderseits wegen der sehr nahen faunistischen Beziehungen zu dem liegenden Devon kann die *Gattendorfia*-Stufe nur als hochoberdevonischer Horizont gewertet werden. Die sich aus diesem Umstande und der vergleichenden Behandlung einer Reihe oberdevonischer Profile Deutschlands ergebenden tektonischen und sedimentärgeologischen Folgerungen sollen ausführlich in den Abhandlungen der Gesellschaft dargestellt werden.

Zur Erörterung sprechen die Herren H. SCHMIDT, PAECKELMANN und der Vortragende.

Herr **W. HENKE** trägt als letzter vor über: **„Die Faziesunterschiede im Unter-, Mittel- und Oberdevon des südlichen Sauerlandes"**[6]).

Zur Diskussion spricht Herr SCHINDEWOLF.

Zum Vorsitzenden des nächsten Sitzungstages wird Herr STILLE gewählt.

Nach Verlesung und Genehmigung des Protokolls wird die Sitzung um 2 Uhr geschlossen.

v. w. o.

KUKUK. ANDRÉE. BRINKMANN. SCHINDEWOLF.

---

[6]) Siehe S. *246*.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Protokoll der Sitzung am 13. August 1925.

Vorsitzender: Herr STILLE.

Der Vorsitzende eröffnet die wissenschaftliche Sitzung und erteilt das Wort Herrn **BLANKENHORN** zu seinem Vortrage: **„Der sog. syrische Bogen und erythräische Geosynklinale“**[1]).

Zur Diskussion sprechen die Herren W. WOLFF, STILLE, RANGE und der Vortragende.

Herr **N. TILMANN** spricht sodann über: **„Den Bau des Rheinischen Schiefergebirges“.**

Die Entwicklung der Sedimentation im rheinischen Gebirge während des Paläozoikums läßt erwarten, daß auch in diesem Gebiet wie in anderen Teilen des variszischen Gebirges ein Überschiebungsbau sich vorfindet. Obgleich tektonischen Beobachtungen bei dem heutigen Zustand des Gebirges enge Grenzen gezogen sind, lassen in den südlichsten Teilen des Gebirges regionale Überschiebungen, starke tektonische Inanspruchnahme der Gesteine, auch Faziesdifferenzen, die sich an gewisse tektonische Linien knüpfen, auf starken Zusammenschub und alpine Struktur schließen. Sie sind hier gebunden an die altkarbonische Gebirgsbildung und kennzeichnen einen Überschiebungsbau, als dessen Ausgangspunkt die nördlichen Teile des oberrheinischen alten Gebirges betrachtet werden müssen. In der Tat zeigen sich dort alle Merkmale von Wurzelzonen. Die spätkarbonische Faltung hat dagegen nur lokal dort größere Randüberschiebungen erzeugt, wo die Faltung auf starre Widerlager des Vorlandes stieß; der Grundzug der jüngeren tektonischen Phase aber ist ein offener Faltenwurf, wie ihn das westfälische Kohlenbecken und das Bergische Land aufweist.

Anschließend berichtet Herr **H. SCHMIDT** über: **„Schwellen- und Beckenfazies im ostrheinischen Paläozoikum“**[2]).

An der Diskussion beider Vorträge beteiligen sich die Herren HENKE, PAECKELMANN, SCHINDEWOLF, STILLE, TILMANN, POMPECKJ, LEHMANN und H. SCHMIDT.

---

[1]) Siehe S. *206*.
[2]) Siehe S. *226*.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Nach der Pause hält Herr **BRINKMANN** seinen angekündigten Vortrag über: **„Tektonik und Sedimentation im deutschen Triasbecken".**[1])

An Hand von Fazies- und Mächtigkeitskarten einzelner Stufen des süddeutschen Teilbeckens wurde gezeigt, daß sich drei Sedimentationstypen unterscheiden lassen, der fluviatile, der marine und der salinare, die sich durch die Art der faziellen Differenzierung kennzeichnen.

Auf Grund dieser Erwägungen läßt sich ein allmähliches Wandern des Gebietes stärkster Senkung von N nach S in der „rheinischen Furche" feststellen, das mit der Grenze Rotliegend-Zechstein einsetzt und mit der Wende Unter-Oberrhät zum Abschluß kommt, — ein Beispiel für eine zwischen zwei Wendepunkten ausgespannte Evolution.

Zur Erörterung sprechen die Herren KUMM, POMPECKJ, WEISSERMEL, STAPPENBECK, ER. KAISER, HAACK und der Vortragende.

Herr **W. HENKE** spricht sodann über: **„Die Verwendung von Raumbildern in isometrischer Projektion (stereographische Darstellung von STACH) im Gangbergbau."**

Die vorgezeigten Raumbilder von Siegerländer Spateisensteingruben und sulfidischen Bleierzvorkommen lassen erkennen, wie zweckmäßig eine derartige Darstellung neben den üblichen markscheiderischen Rissen ist. Das isometrische Raumbild ist nicht nur geeignet, dem weniger Geübten die räumliche Vorstellung von einer aufgeschlossenen Lagerstätte zu erleichtern, sondern soll bei der Auswertung der tektonischen und lagerstättenkundlichen Untersuchungsergebnisse herangezogen werden. Bei seigerstehenden Gängen soll es statt des Hauptgrundrisses geführt werden. Die Möglichkeit, die Grundrisse, den Seigerriß und beliebig viele Profilrisse einer Lagerstätte in wahrer räumlicher Verbindung mit der Tagesoberfläche darzustellen, macht das isometrische Raumbild besonders wertvoll für die Praxis.

Nach den Ausführungen von LÜDEMANN wird diese Darstellungsweise jetzt **isometrisches Raumbild** genannt. Das Verdienst von STACH um die Einführung dieser Projektion in die Geologie und den Bergbau bleibt dasselbe, auch wenn ähnliche Darstellungsweisen

[1]) Der Vortrag erscheint in dieser Zeitschr., Abhandl. 1926.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

schon früher einmal angewendet worden sind, die aber ganz in Vergessenheit geraten waren.

Zur Diskussion sprechen die Herren LEHMANN, STACH[3]), W. E. SCHMIDT und STAPPENBECK.

Herr **H. SCHMIDT** trägt vor: **„Der Kellerwaldquarzit — eine Facies des Unterkarbons“.**

Klippenquarzit der Hörre, Kellerwaldquarzit, Acker-Bruchberg und Quarzit von Gommern bei Magdeburg standen bis jetzt im Verdacht silurischen Alters. Einwendungen sind namentlich auf Grund von Pflanzenfunden bereits gemacht worden. Vortragender konnte kürzlich eine Fauna inmitten des eigentlichen Kellerwaldquarzites auffinden, meistens nur Schalenbruchstücke. Aus *Cladochonus* cf. *Michelini*, *Spirifer* cf. *tornacensis*, *Modiola*, *Archaeocidaris* und *Palaeechinus* kann man auf ein karbonisches Alter schließen. Vergleiche etwa mit den Crinoidenkalken der Tournaistufe von Velbert lassen vermuten, daß die neue Fauna etwas älter ist. Eine Einreihung in das Profil unter den Hörregrauwacken und eine Gleichstellung mit den Aschkuppenquarziten scheint auch den Lagerungsverhältnissen am besten zu entsprechen.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren STILLE, CORRENS[4]), SCHINDEWOLF, DIENST, HENKE, BLANCKENHORN und der Vortragende.

Herr **BLANCKENHORN** legt zum Schluß eine neue **geologische Übersichtskarte von Palästina** vor und gibt Erläuterungen dazu.

Zum Vorsitzenden für den nächsten Sitzungstag wird Herr ER. KAISER gewählt.

Nach Verlesung und Genehmigung des Protokolls wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

STILLE. ANDRÉE. BRINKMANN. SCHINDEWOLF.

---

[3]) Siehe S. *234*.
[4]) Siehe S *243*.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Protokoll der Sitzung am 14. August 1925.

Vorsitzender: Herr Er. Kaiser.

Der Vorsitzende erteilt bei Eröffnung der Sitzung Herrn **BLANCKENHORN** das Wort zu seinem Vortrage über: **„Allgemeine Ergebnisse der neueren geologischen Aufnahmen in der Hessischen Senke"[1]).**

Im Tertiär der ganzen Hessischen Senke von Cassel bis zum Vogelsbergnordrand gibt es zwei verschiedenaltrige Komplexe von Süßwasserschichten mit je einer Randfazies von Quarzitsanden und einer tonig-sandigen Beckenfazies, welche Braunkohlen von verschiedener Beschaffenheit enthält. Der untere umfaßt nicht bloß das Oligocän, insbesondere das Unteroligocän, sondern auch Teile des Eocäns; der obere unter den schützenden Basaltdecken gehört dem Miocän an. Die Süßwasserkonchylien des Melanientons sind als Leitformen meist wenig brauchbar. Der bisher als mitteleocän aufgefaßte große *Planorbis pseudoammonius* tritt in Hessen auch noch in oligocänen und sogar miocänen Schichten auf, zusammen mit Typen des Melanientons.

Die Oberflächenverhältnisse und Flußläufe bildeten sich nach mannigfachem Wechsel zu den heutigen heraus. Maßgebend waren dafür besonders Dislokationen der Eocän- und Unteroligocänzeit und vorbasaltische der Mittelmiocänzeit, allgemeine Hebungen im Oberoligocän und Mittelpliocän, Durchbruch der Basalte und Ausbreitung der Basaltdecken, endlich beschränkte Hebungen längs mehrerer S—N- und SO—NW-Achsen und gleichzeitig lokale Senkungen in der Wende von Pliocän und Diluvium. Solche postpliocäne Senkungen fanden z. B. bei Fulda im oberen Fuldatal und bei Gießen im mittleren Lahntal statt, wodurch die Pliocänschotter bis ins heutige Talniveau oder noch tiefer gelangten.

Oberdiluviale Bimssteinsande vom Laacher See-Vulkan wurden weiter östlich als bisher bekannt nachgewiesen im sumpfigen Tal der Ohm um Kirchhain und auf dem basaltbedeckten Hochplateau der Seift bei Deckenbach westlich Homberg a. d. Ohm.

Zur Diskussion sprechen die Herren Weissermel und Schröder.

---

[1]) Der Vortrag erscheint ausführlich im Jahrbuch der Preuß. Geolog. Landesanst.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Herr **ED. WILDSCHREY** trägt an Stelle des verhinderten Herrn W. Löscher vor über: **„Diluvialfragen des Industriegebietes“**[2]).

Zur Diskussion spricht Herr Zimmermann II.

Herr **H. KLÄHN** berichtet über: **„Verkieselungen in Kalken“**[3]).

An der Erörterung beteiligen sich die Herren Kaiser, Correns, Pompeckj, Brinkmann und der Vortragende.

Herr **KUMM** spricht **„Zur Systematik der Sphaerite“**[4]).

An der Diskussion nehmen teil die Herren Kaiser, Schindewolf und der Vortragende.

Als neues Mitglied wird aufgenommen:

Herr Dr. Erich Wasmund in Fischenried bei St. Heinrich am Starnberger See.

Nach der Pause spricht Herr R. Potonié **„Zur Kohlenpetrographie und Kohlenentstehung“**[5]).

Unter Vorlage von Handstücken und mikroskopischen Präparaten vermodernden Holzes wird gezeigt, daß bei der Vermoderung je nachdem nicht nur das Lignin, sondern auch die Zellulose prozentual angereichert werden kann. Es gibt in unseren Waldmooren die verschiedensten Arten von holzzerstörenden Bakterien und Pilzen. Nicht nur solche, die die Zellulose zerstören, sondern auch solche, die sich aus dem Lignin aufbauen und dieses vernichten.

Diesbezügliche Präparate mit Farbreaktionen werden vorgelegt. Die Vermoderung ist für die Kohlenforschung vor allem deshalb von Bedeutung, weil sich herausgestellt hat, daß die Bildung gewisser Braunkohlen durch die Vermoderung eingeleitet wird. (Lausitzer Typ, starke Desorganisation, Auftreten von Pilzhyphen).

Andere Braunkohlen (z. B. Peißenberg) zeigen wohl auch einige Pilzsporen, nicht aber die starke Desorganisation des Holzes; ebensowenig zeigen dies die Glanzstreifen der Karbon-Humuskohlen. Hier hat also nicht Vermoderung,

---

[2]) Siehe S. *244*.
[3]) Siehe S. *239*.
[4]) Der Vortrag erscheint in den Abhandlungen dieser Zeitschr.
[5]) Der Vortrag soll in den Abhandlungen dieser Zeitschrift zum Abdruck kommen.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

sondern im Sinne H. Potoniés Vertorfung die Kohlenbildung eingeleitet. Der Zellverband zeigt dann nicht die der Vermoderung entsprechenden Zerstörungsformen.

Diese Zerfallsformen müßte man um so eher fordern, wenn man sich der F. Fischer'schen Lignintheorie anschließen wollte. Die Pilze (bzw. Bakterien) können doch nur da wesentlich abbauend mitwirken, wo sie in Mengen auftreten. Ihre chitinösen Hyphen müßten also in der Steinkohle zu finden sein. Gerade das Chitin pflegt sich ja besonders gut zu halten. Die Steinkohle selbst ist aber, soweit bekannt, frei von Hyphen. In der erdigen Braunkohle dagegen sind die Hyphen häufig zu finden.

Ob freilich die Braunkohlenpilze gerade die Zellulose zerstört haben, läßt sich nicht sagen. Richten wir uns nämlich nach dem Verlauf rezenter Vermoderung, so sehen wir den Abbau der Substanz praktisch nie durch eine Reinkultur von Mikroorganismen erfolgen. Zellulose- und Ligninzerstörer wirken zusammen.

Zur Diskussion sprechen die Herren Gothan, Stach und Weissermel.

Danach trägt Herr **AULICH** vor **„Über ein neues Verfahren zur Klassifizierung des Formsandes“.**

Das Wesen des Verfahrens beruht auf der Trennung des Sandes von Ton durch Kochen der vorher bei 105° C. getrockneten Sandprobe mittels Wasser. Das Kochen bewirkt die leichte und vollständige Ablösung des Tones vom Sandkorn, so daß derselbe im aufgeschlämmten Zustande durch Dekantieren vollständig vom Sand getrennt werden kann. Zumeist genügt ein einmaliges Kochen bei vier- bis fünfmaligem Dekantieren; bei feinkörnigen und tonreichen Sanden macht sich ein mehrmaliges Kochen erforderlich; das Dekantieren hat nach vorangehendem Aufwirbeln mittels Wasserleitungsstrahles so oft zu erfolgen, als noch eine dauernde Trübung der überstehenden Flüssigkeit wahrnehmbar ist. Bleibt nach kurzer Zeit der obere Teil der Flüssigkeit klar, so ist die darunter befindliche Trübung durch die feinsten Sandanteile verursacht; der Versuch ist alsdann als beendet zu betrachten. Nach Absitzen des Sandes wird derselbe auf einem Filter gesammelt und bei 105° C bis zur Gewichtsbeständigkeit getrocknet, darauf durch Abklopfen und Abpinseln vom Filter befreit und gewogen. Der Gewichtsunterschied gegenüber der Einwage (10 g) gibt den Tongehalt des Formsandes an.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Zur Bestimmung der Korngrößenstufen des Sandes wird dieser durch Sieben mittels Seidengaze von bestimmter Maschenweite in die folgenden fünf Korngrößen zergliedert:

a)	Körner größer als 0,3 mm	Durchm.	Nr. 4**	der Seidegaze-fabrik Gebrüder Stallmann in Duisburg a. Rh.
b)	„ von 0,2 —0,3 mm	„	Nr. 8**	
c)	„ „ 0,09—0,2 mm	„	Nr. 16**	
d)	„ „ 0,05—0,09 mm	„	Nr. 25	
e)	„ kleiner als 0,05 mm	„	—	

Die Siebe aus Seidengaze besitzen den Vorteil, daß durch Verknotung der die Maschen bildenden Fäden die Größe der Öffnungen beibehalten wird, auch tritt wegen der glatten Oberflächenbeschaffenheit der Seidenfäden keine Verstopfung durch eingeklemmte Körner auf, wie das bei Sieben aus Metalldraht oder Metallblech mit gestanzten Öffnungen ständig der Fall ist. — Der Versuch ist einschließlich Trocknen der Proben in drei Stunden durchführbar.

Nach Untersuchung von 123 verschiedenen Formsanden wurde durch Auszählen der erhaltenen Untersuchungsergebnisse folgender Vorschlag für eine Klassifizierung der Formsande hergeleitet:

Je nach der Korngröße der Sandkörner: grob-, mittel- und feinkörnige.

Je nach der Höhe des Tongehaltes: fette, mittelfette und magere Sande. Das ergibt neun Sandsorten:

Grobkörnig ist ein Sand, wenn die Stufen a + b mehr als	20 %	betragen
mittelkörnig ist ein Sand, wenn die Stufen C mehr als	45 %	„
feinkörnig ist ein Sand, wenn die Stufen d + e mehr als	40 %	„
fett ist ein Sand, wenn der Tongehalt mehr als . .	20 %	beträgt
mittelfett ist ein Sand, wenn der Tongehalt . .	8—20 %	„
mager ist ein Sand, wenn der Tongehalt weniger als	8 %	„

In der Diskussion sprechen Herr RUNGE und der Vortragende.

Herr C. GAGEL hält den angekündigten Vortrag: **„Vorlage der geologischen Karte von La Gomera (Kanarische Inseln) nebst Bemerkungen über das dortige Grundgebirge und die Tiefengesteine“**[6]).

Als letzter Redner spricht Herr **ZUNKER** über: **„Die Erstarrung des Magmas als Ursache der Erdbeben, der Gebirgsbildung und der Vulkane“**[7]).

Zur Diskussion spricht der Vorsitzende.

---

[6]) Der Vortrag in dieser Zeitschr., Abhandl. Heft 4.

[7]) Abgedruckt in der Zeitschr. d. Kulturtechn. Ges.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Zum Schluß spricht der Vorsitzende dem Geschäftsführer der Tagung, Herrn WEGNER, für die umsichtige Vorbereitung und die wohlgelungene Durchführung der Hauptversammlung den Dank aller Teilnehmer aus.

Nach Verlesung und Genehmigung des Protokolls wird die Sitzung geschlossen.

V. W. O.

KAISER. BRINKMANN. SCHINDEWOLF.

Vorträge.

Der sogenannte „Syrische Bogen" und die erythräische Geosynklinale.

(Vortrag, gehalten am 13. August 1925 auf der Hauptversammlung in Münster i. Westf.)

Von Herrn MAX BLANCKENHORN in Marburg i. Hessen.

(Mit 1 Textabbildung.)

Für das Verständnis der komplizierten Tektonik der Gebirge unseres deutschen Vaterlandes kann es nur von Vorteil sein, sich auch mit der Tektonik anderer Länder zu befassen, um durch Vergleiche mit den anderswo beobachteten Erscheinungen dem Wesen der Gebirgsbildung näher zu kommen.

Außerhalb Europas bietet innerhalb der Alten Welt besonders das Berührungsgebiet zwischen dem Faltenland Eurasien und dem afrikanisch-syrisch-arabischen Tafelland, im speziellen Syrien und das Rote-Meer-Gebiet, das zugleich den Nordteil des großen ostafrikanischen Grabenzuges einnimmt, für uns manches Interesse, weil es mit dem Rheintalgraben und anderen Gebieten Westdeutschlands verglichen werden kann. Mit der Aufklärung des Gebirgsbaues dieses Gebietes haben sich besonders österreichische, deutsche und englische Geologen beschäftigt, aber das jeweilig gewonnene Bild war mehrfachen Schwankungen unterworfen.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Die erste zusammenfassende, aber noch sehr lückenhafte Darstellung in Suess „Antlitz der Erde" 1885, später vervollständigt in der Abhandlung „Die Brüche des östlichen Afrika" 1891, war eigentlich etwas verfrüht, weil die Kenntnis der einzelnen Teile noch zu unvollkommen war, und erscheint heute veraltet, besonders weil Suess zu einseitig in seiner Theorie der Tafelschollen- und Senkungstektonik befangen war und für die afrikanisch-syrische Tafel keine echten Faltengebirge zulassen wollte. Suess Schüler C. Diener bot in seinem schönen Buche „Libanon, Grundlinien der physischen Geographie und Geologie von Mittelsyrien 1886" die für das Verständnis der Tektonik Syriens notwendigen Einzeldaten, verharrt aber bei deren Erklärung im wesentlichen noch auf dem Standpunkt seines Lehrers und Meisters.

Eine zweite, schon genauere Übersicht der „Strukturlinien Syriens und des Roten Meeres" gab ich selbst dann im Jahre 1893 in der v. Richthofen-Festschrift als Entgegnung gegen Suess und Diener. Schon damals betonte ich als erster, daß die Entstehungsgeschichte des Suësgolfs bis in das Miocän, diejenige des Libanon bis ins Eocän reiche; in bezug auf das Jordanquellgebiet zwischen südlichem Libanon und Hermon aber vertrat ich den Standpunkt, daß nicht, wie Diener gemeint, „das Ausmaß der Intensität der tellurischen Bewegungen, die Stücke der Erdrinde streifenförmig einsinken ließen, hier um ein beträchtliches vermindert gewesen" sei, vielmehr ein erhöhter seitlicher Druck stattgefunden habe, der die Gebirgsschichten auf einen geringeren Raum zusammenpreßte, als im übrigen Syrien.

Die bezüglich der komplizierten Entstehung des Suësgolfs ausgesprochenen Gedanken habe ich dann nach acht Jahren in der Zeitschrift der Deutsch. Geologischen Ges. 1901, S. 65, noch klarer zum Ausdruck gebracht. Damals ließ ich die Miocänbucht des Mittelmeeres sich wenigstens bis zum 27. Grad n. Br. erstrecken. Ferner machte ich S. 59—61, sowie in einem am 7. März 1901 in der Sitzung dieser Gesellschaft zu Berlin gehaltenen Vortrage: „Über ein eocänes Faltengebirge in Ägypten" (vergl. Sitzb. S. 12) auf die Teile zweier einander paralleler, mehr oder weniger bogenförmiger Faltengebirge aufmerksam, welche sich gegen Ende der Kreide und zu Beginn des Eocäns in Ägypten erhoben und so dem Suess'schen Satz widersprachen, daß in der afrikanischen Tafelmasse nur flache Lagerung herrsche, Störungen nur durch Senkung, namentlich große Grabenversenkungen, eintreten, die da und dort mit Schleppung an den Kanten verbunden sind, tangentiale Bewegung und Faltung aber vollständig fehle. Das nördliche dieser Faltengebirge konnte ich damals von der Oase Farâfra über Behârije, den Kreidekomplex von Abu Roasch bis zum Gewölbe des Gebel Schebrauwet verfolgen.

Kurz vor dem Weltkriege wurde von dem französischen Ingenieur Couyat-Barthoux dessen östliche Fortsetzung in der Isthmuswüste am Gebel Maghara festgestellt und während des Krieges von Range, dann Moon und Sadek in allen Einzelheiten bis zum Wâdi el-'Arîsch verfolgt. Auch die Tektonik des Suësgolfs und seiner Umgebung erfuhr vor und während des Krieges wegen der dortigen Erdölvorkommen durch die Engländer beträchtliche Aufklärung. Was bis 1920 davon bekannt war, ist von mir im Heft „Ägypten" des Handbuchs der Re-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

gionalen Geologie, VII. Band, 9. Abt., zusammenfassend dargestellt, auch in zahlreichen Referaten aller englischen Arbeiten im Geologischen Zentralblatt und Neuen Jahrbuch f. Min. usw. kritisch besprochen[1]).

Neuerdings hat Herr E. KRENKEL in Leipzig einen Aufsatz im Zentralblatt für Mineralogie usw., Jahrgang 1924, Nr. 9—10, veröffentlicht: „Der Syrische Bogen", der mit den Worten beginnt: „Die Küstenländer des südöstlichen Mittelmeeres sind in ihrer Tektonik bisher nur unklar erkannt", insbesondere hat „der Faltenbau Syriens fast ausnahmslos eine Mißdeutung erfahren". Diese Bemerkung richtet sich, obwohl K. keinen Namen nennt, in erster Linie wohl gegen mich, der ich seit 37 Jahren wiederholt und am meisten mich mit der Tektonik Syriens und des Roten Meeres beschäftigt habe. Meine diesbezüglichen Forschungsergebnisse, auch meine allerneueste Darstellung im Heft „Ägypten" des Handbuchs der Regionalen Geologie von 1921, sind also, wie ich nun zu meinem Leidwesen erfahre, verfehlt bzw. werden nicht anerkannt.

Doch sehen wir uns einmal die Meinungsverschiedenheiten im einzelnen an, vielleicht ist dann doch noch manches zu retten oder eine Einigung zu erzielen und bei dieser Gelegenheit die Erkenntnis des Gebirgsbaues jener Länder zu fördern. Es wird sich dabei herausstellen, daß KRENKELS Ausführungen an Einseitigkeit leiden, daß er die meinigen nicht vollinhaltlich erfaßt, wichtige Teile ganz unberücksichtigt gelassen, in anderen Punkten seiner eigenen Phantasie die Zügel hat schießen lassen, mehr als geraten war.

KRENKEL macht einen prinzipiellen Unterschied zwischen dem großen ostafrikanischen Spaltenzug mit dem erythräischen Meer und Suësgolf und dem Syrischen Bogen. Ersterer, mit dem wir uns zunächst befassen wollen, sei jünger und zerschlage letzteren durch seinen Einbruch in einen afrikanischen und asiatischen Abschnitt. Der erythräische Graben sei einfach ein Zerrgraben und verdanke seine Geburt keiner Auffaltung. Die in der Umgebung des Suësgolfs „als Falten gedeuteten Erscheinungen" seien „Stauchungen und Kippungen der in das Grabentief einblätternden Sedimentschollen. Kurz, eine erythräische Faltungsrichtung, erzeugt durch Ostwestdruck, gibt es" nach

[1]) Ägypten, i. Handb. d. R. Geol. S. 116, 120—124, 144—148; Geolog. Zentralblatt Bd. 27, 1922, S. 453—454; dasselbe Bd. 29, 1923, S. 269—270.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

KRENKEL „nicht". Mit diesen wenigen Worten weist K. die Aufnahmeergebnisse der englischen Geologen, speziell HUMES, zurück bzw. deutet sie um, meine eigenen weitergehenden und ergänzenden Ausführungen[2]) über diesen Gegenstand ignoriert K. völlig, er hat sie offenbar gar nicht gelesen.

K. hält rein theoretisch das Auftreten von Falten mit ganz abweichenden Streichen senkrecht zu dem seines ägypto-syrischen Bogens, für den er eine ausgesprochene Vorliebe hat, für unmöglich. Aber oft genug begegnen wir auch in der Tektonik Tatsachen, die unserer Theorie oder sagen wir richtiger Voreingenommenheit widersprechen. Dann müssen wir die Theorie den bestehen bleibenden Tatsachen gegenüber umstellen und eine modifizierte Deutung suchen; so auch hier.

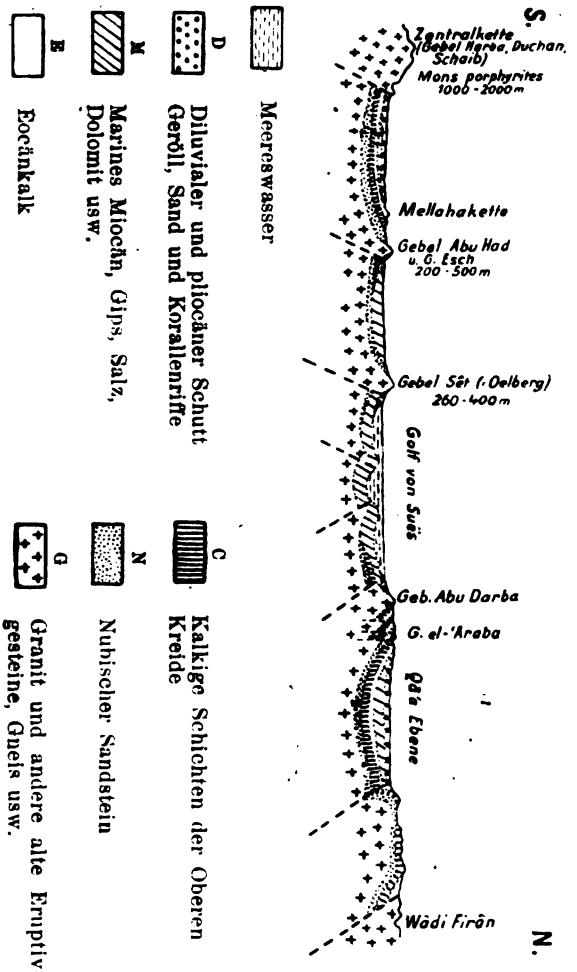
Der Suësgolf und das Rote Meer sind, wie ich schon 1893 in der RICHTHOFEN-Festschrift angedeutet habe, keineswegs einfach durch Einbrüche an disjunktiven Spalten entstanden, sondern haben eine lange Geschichte, die fast ebensoweit zurückreicht wie die der syrischen Gebirge, nämlich wenigstens bis ins Eocän. Damals, d. h. gegen Ende des Eocäns und im Oligocän, erhob sich hier allmählich ein breites Gewölbe oder Antiklinale von großer Spannweite, deren Westflügel bis zum Niltal reichte und deren Scheitel in der Linie des Suësgolfs und Roten Meeres lag. Die damit verbundene Trockenlegung und Denudation des Festlandes wirkte gegen S stärker und legte den hier mittelkretazeischen Nubischen Sandstein und den Granit blos[3]). In der Zentralzone der Gewölbeachse, wo die intensivsten Spannungen, Zerreißungen, Einbrüche und auch die stärkste Erosion statthatten, bildete sich ein breites Längstal, das nach N entwässerte. Diese langdauernde oder säkulare epirogenetische undatorische Bewegung wurde im Untermiocän abgelöst von einer orogenetischen Einfaltung der Zentralachsenpartie und dem Eintritt des Mittelmeeres. Es entstand an Stelle der früheren großen Antiklinale zunächst eine „Transgressions-

[2]) Siehe die letzte Anmerkung.

[3]) In dem hier beigefügten schematischen Querprofil durch den Suësgolf usw. findet diese Annahme ihren Ausdruck in dem Verschwinden des Eocäns, des Kreidekalks und Nubischen Sandsteins in der Mitte des Profils zwischen dem Granit und dem bedeckenden Miocän.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

synklinale“[4]), aus der dann eine richtige Geosynklinale, d. h. ein „säkular sinkender Sedimentationsraum“, hervorging zwischen



Schematisches Querprofil (von S nach N) durch den südlichen Suësgolf und die beiderseitigen Küstengebirge.
Das Gebiet der Erythräischen Geosynklinale.

[4]) Zwischen gewöhnlichen Transgressionssynklinalen und Geosynklinalen besteht, wie R. A. Sonder in Geolog. Rundschau XIII, Berlin 1922, S. 240, hervorhob, kein Unterschied. „Beides sind isostatisch kompensierte Depressionsgebiete der Erdrinde, entstanden infolge der Tangentialspannung.“

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

den sich gegeneinander zuschiebenden afrikanischen und asiatischen Festländern, indem sich mehrere gegenseitig parallele undulatorische Faltenzüge emporhoben unter gleichzeitiger starker, anhaltender Senkung der zwischenliegenden Synklinalen. Letztere wurden von den Schichten des Miocäns ausgefüllt, die nach den Erdöltiefbohrungen örtlich über 1000 m bis zu 2000 m Stärke erreichten. In tiefen Teilen der Senken sammelten sich Tiefwasserschlamm mit Globigerinen (der später zum Muttergestein des Erdöls wurde) und dann nach Unterbrechung der Verbindung mit dem Ozean chemische Niederschläge, Gips und Steinsalz, auch Dolomit in mächtigen Lagern; an den Rändern des Beckens und auf den in ihm sich erhebenden Faltenrücken setzten sich kalkige und konglomeratische, fossilreiche Riffe an. Das Miocänbecken gewann an Ausdehnung; besonders die Gipse kann man weit nach S verfolgen über den Wendekreis des Krebses bis 22° 20′ n. Br. Nach S (Küste des ägyptischen Sudan) und O (Arabien) ist das Ende der Miocänablagerungen noch nicht genau festgestellt. Aber die gefaltete eigentliche Geosynklinalenregion im engeren Sinne reicht nach den bisherigen Forschungsergebnissen kaum über die Breitengrade 29 im N und 27 im S hinaus, erreicht jedenfalls weder das Mittelmeer noch den Indischen Ozean. Da die Geosynklinalenbewegung auch zeitlich nur auf das Miocän beschränkt scheint und mit dem Pliocän sich verliert, so haben wir es allerdings nicht mit einer Geosynklinale erster Ordnung zu tun, sondern nur mit einer solchen zweiter Ordnung im Sinne von Kossmat[5]). Diesen Charakter einer Geosynklinale zweiter, meinetwegen auch dritter Ordnung aber kann niemand, auch Krenkel nicht, bestreiten.

Bei den entstandenen Faltenketten, teils auf der ägyptischen Seite, teils an der Sinaiwestküste, fällt deren Unsymmetrie auf, im W des Suësgolfs eine steilere Stellung der Schichten an der Ostseite, im O am Sinai umgekehrt am Westflügel der Antiklinale. Die Zentralpartie, der Suësgolf, ist so umgeben von steilen Abfällen. Gegen dieses Zentrum wirkte der Druck von beiden Seiten, von den

[5]) F. Kossmat: Die Beziehungen zwischen Schwereanomalien und Bau der Erdrinde. Geolog. Rundschau XII, 1921. S. 173.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

beiden Kontinenten gegen die Geosynklinale gleichmäßig. Die Wirkung ist vergrößert in der Nähe der Granitkerne, die sich verhalten wie feste, in die Sedimente getriebene Keile. Die Schichten sind nahe dem Antiklinalscheitel an Dicke reduziert. Im ganzen zeigen die Falten den Charakter der von Mrazec beschriebenen Diapir- oder Durchdringungsfalten (piercing folds) mit Granitdurchschießungen. Ein typisches Beispiel dafür bietet der Gebel Sêt (= Ölberg). An seiner Ostflanke steigert sich die Wirkung von steilem Einfallen des östlichen Antiklinalflügels zu monoklinaler Neigung und schließlich zu Überschiebungsbrüchen.

Bezüglich der plutonischen Kerne finden vielleicht auch die von Cloos[6]) in seinem Vortrag: „Über die Raumbildung plutonischer Massen" ausgesprochenen Sätze hier ihre Anwendung: „In der Mehrzahl der Fälle treten die Plutonite erst in die letzte Phase der Faltung ein" und „Granitische Füllung bringt eine Falte zum Stehen".

Die im O des genannten Gebel Sêt folgenden Synklinalen und Partialsättel sind heute unter dem Meereswasser verborgen, doch zum Teil auch durch Inseln aufgedeckt. Der mittlere Suësgolfstreifen war die Zone stärksten Widerstandes, gegen welche die Überfaltung von beiden Seiten, von SW nach NO gerichtet war. So entstanden dort an der alten Küstenlinie die stärksten Faltenbewegungen und Störungen. Eine wichtige Folge der starken Zusammenpressung zwischen der widerstandsfähigen Zentralachse und den Randfalten war auch das Eintreiben des beweglichen Öls aus den ursprünglich ölführenden Schichten in zum Aufspeichern besser geeignete poröse, wie Sand und Dolomit.

An der Sinaiküste erhebt sich weiter noch der erhaltengebliebene NO-Flügel der Antiklinale des Gebel el-'Araba mit seinem Granitkern (Gebel Abu Darba) als Gegenstück der Gebel-Sêt-Kette in der gleichen erythräischen Richtung.

Daß die Geosynklinale des Suësgolfs an der Oberfläche nur auf so kurze Entfernung (von kaum 2 Breitengraden) in Erscheinung tritt, liegt zum Teil daran, daß ihre Ausläufer im O wie im W schräg zur Richtung der Falten durch spätere meridionale Dislokationen abgeschnitten und versenkt sind. Diese Brüche hängen sicher mit der Bildung des 'Akaba-Golfgrabens und des Jordantal-Bruchsystems ursächlich und zeitlich zusammen, sind also oberpliocänen Alters.

---

[6]) Cloos im Monatsber. d. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 70, 1918, S. 4.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Die jungen meridionalen Einbrüche der Oberpliocän- und Diluvialzeit, welche so umgestaltend in die Suësgolf-Faltenbewegung eingriffen, sie zum jähen Abschluß brachten und durch ihre tief einschneidenden, aufdringlichen Wirkungen die Spuren der Geosynklinale etwas in den Hintergrund treten ließen, stehen im Zusammenhang mit der Bildung der ostafrikanischen Gräben und sind wie diese, wie KRENKEL betont, wesentlich Zerreißungsphänomene. Sie stehen also im Gegensatz zu den im Oligocän, Miocän und Unterpliocän vorhergegangenen Faltenbewegungen. Aber sind sie, wie K. sagt, deshalb mit letzteren ganz unvereinbar? Ich glaube das nicht, kann mir vielmehr sehr wohl denken, daß eine Bewegung an der Erdoberfläche einmal ins Gegenteil umschlägt, daß eine Kontraktion der Kruste während des Miocäns an derselben Stelle im Pliocän durch eine Zerrung abgelöst wird. Das sind natürlich mehr Ausnahmen. Sie treten ein, wenn eine gewaltige Hebungsbewegung, die in weiter Ferne, diesmal im Osten Afrikas, ihren Ursprung nimmt, sich mit unwiderstehlicher Kraft ausdehnt und so fast wie zufällig bis in Gebiete gelangt, die vorher Faltungen mehr beschränkter Art unterlagen.

Legen wir gar WEGENERS geistvolle, wenn auch unbewiesene Hypothese der auf halbplastischer Sima-Unterlage schwimmenden salischen Festlandsschollen zugrunde, warum soll da die afrikanische Masse, von der wir annehmen, daß sie sich im Oligocän-Miocän lokal nach ONO zu gegen Asien vorschob, nicht zu anderer Zeit ostwestwärts, d. h. im Sinne der WEGENERschen Annahme, schwimmen können.

Ich habe die besprochene kurze Geosynklinale als die erythräische bezeichnet. Man wird mir vorwerfen können, daß das nicht ganz richtig ist, da sie sich im wesentlichen auf den Suësgolf beschränkt und nur mit ihrem S-Ende das eigentliche Rote Meer berührt. Man sollte sie deshalb besser die Geosynklinale des Suësgolfs nennen. Aber wenn man sie kurz mit zwei Worten, d. h. durch ein Adjektivum, kennzeichnen will, so fehlt das zum Suësgolf passende Adjektiv.

Ich komme nun zum zweiten Hauptteil meiner Erörterung, dem sogenannten „Syrischen Bogen". Während KRENKEL von einer Faltenbewegung und Antiklinalen am Suësgolf in dessen Erstreckungsrichtung gar

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

nichts wissen will, sieht er anderseits im NO von Afrika und in Syrien (mehr als andere Autoren) Faltungen in SW—NO- und W—O-Richtung als Grundlage der Tektonik. Was ist nun das Neue in KRENKELS Auseinandersetzungen? Bisher hatte man schon an verschiedenen Plätzen Ägyptens wie auch Syriens ältere kretazeisch-eocäne Faltengebirge festgestellt, aber vorsichtig nur diejenigen miteinander zu einem System verbunden, bei denen ein solcher Zusammenhang anzunehmen war, speziell den nordägyptischen[7]). K. faßt nun alle diese Falten zu „einem einheitlichen, nirgends unterbrochenen Faltenstrange" zusammen, der als „Vorbogen des dinarisch taurischen Stammes des mediterranen Orogens in regelmäßigem, schön geschwungenem Bogen das Levantebecken umrahmt". Diesem gibt er den Namen „Syrischer Bogen".

Betrachten wir zunächst die Spuren dieses Faltensystems auf afrikanischem Boden. Die südlichste, KRENKELS sogenannte Qene-Falte, soll von der Oase Charge in ONO-Richtung über die große Nilschlinge bei Qene zum Gebel Schaʻib verlaufen und sich über den Erythräischen Graben noch bis in den Westen Arabiens verfolgen lassen. Für eine derartige Falte in der Richtung WSW—ONO gibt es nicht den Schatten eines Beweises. Sie ist konstruiert, gehört ins Reich der Phantasie.

Die zweite Wâdi'Araba-Falte ergab sich bereits aus den früheren geologischen Forschungn G. SCHWEINFURTHS und JOH. WALTHERS in der östlichen Wüste Ägyptens und dem von ihnen gezeichneten Profil und wurde 1901 in ihrer Bedeutung von mir klar hervorgehoben.

Das nächste, wichtigste und längste Kettengebirge ließ sich in seinen einzelnen, weit getrennten Stücken von mir im Jahre 1901 von der Oase Faráfra vorläufig bis zu dem nordöstlichsten Berge Ägyptens, dem 1899 von mir besuchten Gebel Schebrauwet am Bittersee verfolgen. Gemeinsame Grundzüge kennzeichnen diese Vorkommnisse: Bei allen liegen horizontale Eocänschichten, teils dem Unter-, teils dem Mitteleocän angehörig, diskordant einer zerrissenen Antiklinale von Kreideschichten an beiden Seiten auf. Die

[7]) BLANCKENHORN: Über ein eocänes Faltengebirge in Ägypten. Sitzb. d. Deutsch. Geol. Ges. 7. März 1901, S. 12. — Neues zur Geologie und Paläontologie Ägyptens III. Das Miocän. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 53. S. 59—63. — Ägypten im Handb. d. Region. Geol., VII. 9. 1921, S. 72. („Gebirgsbewegungen gegen die Wende von Kreide und Tertiär".)

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Antiklinale wird meist noch durch eine kleine Mulde in der Mitte in zwei Teilsättel gegliedert.

Als direkte Fortsetzung der nördlichen Falte erkannte man jenseits des Suëskanals in der Isthmuswüste noch eine mit Aufbruch von fossilreicher Unterer Kreide und Jura verbundene Gruppe von Falten, die in ONO-Richtung verläuft und in der Einbuchtung des Mittelmeeres bei el-'Arîsch bzw. am Wâdi el-'Arîsch endigt und bisher nicht weiter verfolgt werden konnte. Ein Unterschied dieser Isthmuswüstenfalten gegenüber den nordägyptischen fällt sogleich auf: ihr Alter. Die letzteren sind sicher während des Danien aufgestiegen; bei den sinaitischen aber heben Moon und Sadek nur eine Diskordanz unter der Campanstufe des Senons hervor und lassen daher die erste schwache Gebirgsbewegung zur Untersenonzeit auftreten.

Die dort beobachteten Verwerfungen aber möchte Range teilweise als posteocän ansehen, ihr Alter steht also nicht so genau fest, sie können auch unterpliocän sein, wie die westöstlichen Verwerfungen am N-Rand der Arabischen Wüste Ägyptens.

Von Moon-Sadek werden vier einander parallele Faltenzüge von asymmetrischem Bau und vorwiegend steilerem Einfallen auf der S-Seite unterschieden. Die beiden Verfasser schlossen daraus auf starke Pressung von NW her. Krenkel aber läßt (S. 276) „den erzeugenden Druck in umgekehrter Richtung von der starren afrikanischen Masse (Afrika—Arabien) auf die bewegbare, ihr vorliegende Zone des Mediterranikums, also von außen nach innen" wirken.

Was die Richtung des ägyptisch-nordsinaitischen Faltenzuges betrifft, so verläuft sie in der Libyschen Wüste nordöstlich, am N-Rand der ägyptischen Wüsten westöstlich, endlich im N des Sinai wieder ostnordöstlich. Von einem schön geschwungenen Bogen Krenkels kann also jedenfalls keine Rede sein, eher von einem Zickzack oder einer S-Linie.

Eine letzte nördlichste Falte dieses Systems glaubt K. im Lande Barka oder Cyrenaika zu erkennen in einer breiten flachen Welle, die Gregory in NNO-Richtung (mit Brüchen im Streichen und in Querrichtung) wahrnahm. Diese Barkafalten sollen einer inneren Zone des Syrischen Bogens angehören, die im übrigen zertrümmert und versenkt worden sei.

Wir verlassen nun Afrika und die Sinaiwüste und kommen in NO-Richtung über die ägyptische Grenze nach

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Palästina mit seinen langgestreckten Tafelschollen in vorherrschend horizontaler Lagerung und typischem treppenförmig wiederholten Flexurenabfall auf der Ostseite. Wenn irgendwo in der Welt, dann liegt hier in Westjordanland eine Schollenlandschaft, gegliedert durch Längsbrüche, Flexuren und im O im Ghôr oder Jordantal ein Graben vor. Wenn die dort von mir beobachteten und in meinen Profilen[8]) möglichst genau wiedergegebenen wichtigsten Störungen keine echten Flexuren sind, dann gibts überhaupt keine Flexuren. K. sieht hier nur „einen großzügigen Faltenwurf" und in den Treppenflexuren nur „Faltenbrüche".

Daß das palästinensische Gebirge gegen Ende des Eocäns oder in der Oligocänzeit sich für immer aus dem Meere als Festland erhob, gebe ich natürlich zu, aber diese Erhebung geschah zunächst gleichmäßig einheitlich in einer Masse, direkt verbunden mit dem Ostjordanland und Arabien. Es entstand eine nach O ansteigende Fastebene. Eine Diskordanz innerhalb der Kreide-eocänablagerungen wurde nirgends beobachtet. Auch das ganze Miocän war für Palästina eine Zeit völliger Ruhe ohne Störungen und ohne Ablagerungen im Gegensatz zum nordägyptischen und norderythräischen Gebiet.

Erst im Pliocän begegnen wir wieder Ablagerungen, freilich nur in lokal beschränkten, neu entstandenen Senken oder Becken, die auf erste vorangegangene Störungen schließen lassen. Wir sehen sie als Travertin, Mergel und Oolithkalk mit stellenweise reicher Süßwasserfauna von Hydrobien, Melanien und Planorben neben der Judenkolonie Melhamije im mittleren Jordantal und dicht nördlich Tiberias am heutigen Gennezarethsee, der also damals im Mittelpliocän schon angedeutet war, dann im SW von Nazareth in Gestalt der von Leo Picard so benannten und auf seiner neuesten geologischen Karte der Jesreelebene aufgetragenen Gastropode and Oolithic-Formation, endlich in Mittelsyrien in einer Kette von Süßwasserseen, die sich von Zahle im Osten des Libanon in ostnordöstlicher Richtung bis in höhere Teile des Antilibanos erstreckte.

---

[8]) Vgl. Blanckenhorn: Entstehung und Geschichte des Toten Meeres. Zeitschr. d. D. Palästina-Vereins, Bd. XIX, Leipzig 1896, mit Profilen auf Tafel 3; sowie Syrien, Arabien und Mesopotamien im Handbuch d. Region. Geologie V, 4, 1914. Profile III bis VI, Abb. 4—7.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Gleichzeitig griff das Mittelmeer auf der Nordseite des heutigen Libanon über Arka nach ONO ein, bildete eine schmale W—O-Bucht bis halbwegs Palmyra und setzte bei Arka[9]) und dem Brunnen el-Forklus konchylienführende Sande bzw. Letten ab. Dasselbe Eingreifen des westlichen Meeres nach O oder ONO sehen wir nördlicher noch bei Bâniâs, Lâdikîje und am heutigen Unterlauf des Orontes, der über Antâkîje bis zu seinem Knie bei Djisr el-Hadîd von marinem Pliocän begleitet ist[10]). Die Verbreitung dieses marinen und lakusten Mittelpliocäns fußte auf vorangegangenen Einbrüchen an WSW—ONO-Linien, einigermaßen parallel dem zyprischen Gebirgsbogen und auf S—N-Störungen senkrecht dazu, die man beide auch in Ägypten zwischen Suës und Kairo und im untern Nittal antrifft.

Die Zeit des Mittelpliocäns mit ihren kleinen Übergriffen des Mittelmeeres der 3. Mediterranstufe nach O und S (in Ägypten die Zeit der Sande mit *Clypeaster aegyptiacus*, *Ostrea cucullata* und *Pecten benedictus*) endigte mit dem großen tektonischen Ereignis des Grabeneinbruchs des Golfs von Aden, Roten Meeres, der Golfe von Suës und 'Akaba, des Wâdi el-'Araba, Jordantal, der Bekâ'a und des mittleren Orontestals. Nur in Mittelsyrien, wo wir schon vorher in der Verteilung der fossilreichen mittelpliocänen Süßwassermergel und der marinen Schichten von 'Arka bis Bir el-Forklus in W—O-Richtung einen gewissen Einfluß der Tauridenrichtung wahrzunehmen glaubten, wurde die Bewegung verwickelt durch das gleichzeitige Auftreten von Bogenfaltung, auf deren Rechnung auch die Ablenkung der meridionalen Haupteinsenkung, d. h. des „hohlen Syriens", in NNO-Richtung, deren Umwandlung in eine Synklinale zwischen Antiklinalen und die Virgation der Bruchlinien zu setzen ist. So entstanden also in Palästina damals die ersten Ansätze des S—N-Tals, in Mittelsyrien die mittlere nach NNO gerichtete Synklinale von Cölesyrien, und hier sammelten sich nun die Produkte der folgenden großen Erosion im Beginn der Eis- oder Pluvialperiode, die Schotter meiner Melanopsisstufe.

---

[9]) Hier nach den von P. Oppenheim und mir geprüften Aufsammlungen von Thomson und Day (Beirût) mit zahlreichen Schalen von *Pecten scabrellus* Lam., *bollenensis* May.-Ey. und *arkanus* Opp., *Pectunculus* und *Spatangus* sp. (vergl. Paläontographica 1925).

[10]) Blanckenhorn: Das marine Pliocän in Syrien. Sitzungsber. d. phys. med. Soc. zu Erlangen 1891. Habilitationsschrift.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Diese älteren fossilen Schotter wurden dann (im südlichsten Syrien am Wadi et-Tlâh, in Palästina am Djisr el-Medjâmi, im Antilibanos in der Ebene es-Sahra, in der nördlichen Bekâ'a, endlich im Ghâb bei Djisr esch-Schughr) noch einmal in einer letzten Gebirgsbewegung gestört, vielfach steil aufgerichtet und verworfen. In der Bekâ'a schließen sie sich innig an die ebenfalls geneigt gelagerten lakustren Mergel von Zahle (und fallen mit 45° gegen die Senke), im Antilibanos an das Eocän an, so daß DIENER sie noch dem Eocän zurechnete. Doch kann jetzt über ihr oberpliocänes bis unterdiluviales Alter kein Zweifel mehr herrschen.

An andern Plätzen, wie beim Djisr el-Medjâmi im Jordantal, bei Kal'at el-Mdik und Djisr esch-Schughr im mittleren Orontestal, enthalten sie viele zur Hälfte ausgestorbene Arten von *Melanopsis*, *Viviparus*, *Dreyssensia* und *Unio*[12]). Am Roten Meer werden die gestörten Festlandsschotter in tektonischer Beziehung durch die ältesten (oberpliocänen) noch verworfenen fossilen Korallenriffe vertreten.

Im Gegensatz zu diesen gestörten Schottern der Melanopsisstufe stehen nun die ungestörten Schotter und Kreidemergel der eigentlichen unter- und besonders mitteldiluvialen Pluvialperiode, die namentlich im Jordantal als ältere Terrassenablagerung des Toten Meeres eine große Rolle spielen. Ihnen entsprechen zeitlich die ungestörten diluvialen Korallenriffe und Seeterrassen am Roten Meer.

Die hauptsächlichen katastrophalen tektonischen Ereignisse fallen also ebenso wie die disjunktiven Bewegungen am Roten Meer und 'Akabagolf teils in den Anfang des Oberpliocäns, wie etwa die Günzeiszeit in Europa, teils in die Übergangszeit zwischen den gestörten und ungestörten Schottern, d. h. in die Wende von Pliocän und Diluvium, von Tertiär und Quartär, und das bezieht sich in gleicher Weise sowohl auf die Gebirgsbewegungen in Palästina wie im übrigen Syrien. KRENKEL verlegt die

---

[11]) BLANCKENHORN: Naturwissenschaftl. Studien am Toten Meer und im Jordantal 1912, S. 140—141; sowie Zeitschr. d. D. Geol. Ges. Bd. 62, 1910, 3—4, S. 441.

[12]) Vgl. BLANCKENHORN: Zur Kenntnis der Süßwasserablagerung und -mollusken Syriens. Palaeontographica XLIV, Stuttgart, 1897.

Naturwissenschaftl. Studien am Toten Meer und im Jordantal. 1912, S. 140—141. — BLANCKENHORN und P. OPPENHEIM: Nachträge zur Kenntnis des Neogens in Syrien. Paleontographica 1926.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Hauptphase des Aufstaus seines Syrischen Bogens ins Obermiocän. Den Beweis dafür ist er aber schuldig geblieben.

Welcher Art aber waren nun diese verschiedenen tektonischen Geschehnisse auf dem Boden Syriens im einzelnen? Die Grabenversenkung des Jordantals erfolgte im wesentlichen gleichzeitig und im Zusammenhang mit den Faltenbewegungen am Libanon und Antilibanos. Für Palästina, das Tote Meer und den Golf von 'Akaba haben wir in der Hauptsache oder mindestens vorwiegend, an Zerreißungen, Zerrungen oder disjunktive Bewegungen zu denken, ebenso wie am Roten Meer und an den ostafrikanischen Gräben. Für den Libanon indessen habe ich im Gegensatz zu Diener, aber längst vor Krenkel und auch vor Kober, nachgewiesen, daß dort im wesentlichen seitlicher Druck wirkte. Faltenbewegungen und Gräben, Druck und Zerreißungen schließen sich aber nicht gegenseitig aus, sie verteilen sich nur, können gleichzeitig an verschiedenen, einander nahe benachbarten Stellen zur Geltung kommen. Sie können im Verfolg irgendeiner Linie oder Richtung wiederholt abwechseln und ineinander übergehen. Dafür ist gerade Syrien in seiner Längserstreckung ein geradezu unübertreffliches Musterbeispiel. Nirgends kann man das so gut studieren als beim Verfolgen der Störungen vom äußersten Süden Syriens bis an dessen Nordende.

Erscheint uns der Golf von 'Akaba mit den ihm parallelen Spaltentälern im alten Gebirge des östlichen Sinai als Typus eines echten Zerrgrabens, so treten uns im südlichsten Teil des Wâdi el-'Akaba und Umgebung Andeutungen von Faltenbau entgegen[13]). Das Tal macht hier mehr den Eindruck einer gebrochenen Mulde, an die sich im Gebirge westlich und östlich je eine Antiklinale anschließt. Die Brüche verlaufen teils südnördlich, teils nach NNO, auf der Ostseite des Wâdi el-'Akaba und 'Araba aber (zum Teil als Querbrüche) mit Vorliebe nach NW. Vom Toten Meer an machen die tektonischen Verhältnisse wieder den Eindruck eines Grabens mit horizontaler Schichtenlagerung, freilich eines sehr unsymmetrischen ein-

[13]) Blanckenhorn. Die Strukturlinien Syriens und des Roten Meeres. Berlin 1893. — Syrien, Arabien und Mesopotamien. Handb. d. Region. Geologie 1914. S. 73—78.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

seitigen Grabens mit stufenförmigem, in Flexuren vorsichgehendem Absinken auf der westlichen Seite und einheitlichem großem Bruch im O., der hier an der Basis des Abbruchs ältere Schichten an die Oberfläche bringt als im W. Erwähnt sei hier nebenbei, daß sich nicht bloß, wie ich früher nachwies, Kambrium und Präkambrium am Aufbau des vorkretazeischen Komplexes beteiligt, sondern nach den Ergebnissen neuer Forschungsexpeditionen auch marine Trias und Jura mit entsprechender Fauna[14]).

Das Verhältnis: ältere Schichten am Ostrand des Jordangrabens und jüngere am Westrand hält durch Palästina an bis zum See Hûleh, von wo an zum erstenmal der unterkretazeische Sandstein auf der Westseite herauskommt, während im O Senon unter dem Basalt des Djôlân in Erscheinung tritt.

Der größte Wechsel aber folgt alsbald an der Grenze von Mittelsyrien im Quellgebiet des Jordan bei Bâniâs. Von hier an befinden wir uns plötzlich in typischem Faltengebirge. Die Bruchlinien mehren sich, treten dichter aneinander und schlagen auch andere Richtungen ein als vorher, nach NNO und nach NO, sie gehen rutenförmig auseinander, und zwischen ihnen erscheinen Antiklinalen mit Neigung ihrer Flügel nach beiden Seiten. Am äußersten SO-Rand gegen die vulkanische Senke von Damaskus hin aber wird die letzte Antiklinale durch Überkippung zu einer liegenden Falte. Die Richtung, welche dieser wohlausgeprägte Faltenzug im N von Damaskus aufweist, ist der des taurischen Faltenbogens an Kleinasiens SO-Grenze parallel und läßt auf einen tieferen Zusammenhang damit schließen, auf ein Vordrängen äußerster Falten nach S zu. Auf diesen ursächlichen Zusammenhang der Antilibanoszüge mit dem im N aufstauenden Taurusgebirge wiesen schon Diener, E. Suess[15]), Weber[16]) und Kober[17]), zuletzt Krenkel hin. Besonders Kober.

[14]) Leslie Cox: A. Triassic Fauna from the Jordan Valley. Ann. a. Mag. of Nat. Hist. Ser. 9, Vol. XIV, p. 52, July 1924. — Idem: A Bajocien-Bathonian Outcrop in the Jordan Valley and its Molluscan Remains, ibidem p. 169, Febr. 1925. — Helen Muir Wood: Jurassic Brachiopoda from the Jordan Valley, ibidem S. 181, Febr. 1925. — Steuernagel: Der 'Adschlûn. Zeitschr. d. D. Palästina-Ver., Bd. 48, 1—2, Leipzig 1925, S. 50.

[15]) E. Suess: Die Brüche des östlichen Afrika. Wien 1891.

[16]) M. Weber: Zum Problem der Grabenbildung. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 73, 1921.

[17]) L. Kober: Geologische Forschungen in Vorderasien. I. Teil. Denkschr. d. k. k. Ak. d. Wiss., Wien 1915, S. 379.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

der die Antilibanostektonik 1910 untersuchte, zeichnet in seinen Profilen klar und bestimmt die Überschiebung des südlichen Antilibanos. An der Damaskuslinie am Fuße des Djebel Kasiûn legt sich turoner Libanonkalk auf die von Basalten bedeckte Senke der Damascene. Letztere mit ungestörten Eocänkreideschichten vertritt das Tafelland Indoafrika, der Djebel Kasiûn das Faltenland Eurasien. Hier grenzen also eurasiatische Falten unmittelbar an das Tafelland, ganz wie das im S des algerischen Atlas am Auresgebirge östlich Biskra der Fall ist.

Unterschiede bestanden zwischen den Auffassungen von KOBER, KRENKEL und mir, die aber, weil nur theoretisch, von geringerer Bedeutung scheinen. Sie beziehen sich auf die Richtung des Drucks und des geleisteten Widerstandes. KOBER läßt die mittelsyrische Masse nach S drängen und spricht von Überschiebung, während ich an Unterschiebung bzw. Rückfaltung dachte, indem ich das große westarabische Senkungsfeld des Haurân, Djôlân usw. mit seinen gewaltigen Basalteruptionen und Vulkanen einen heftigen Druck gegen NW ausüben ließ, der im N im starren Massiv des nördlichen Libanon einen örtlichen Widerstand fand. Die dann von Kober veröffentlichten Profile sprechen sehr für seine Auffassung und haben auch KRENKEL und mich überzeugt.

KRENKEL sagt allerdings zuerst auf S. 276:

„Der erzeugende Druck wirkte von der starren Masse Afrika-Arabiens auf die bewegbare, ihr vorliegende Zone des Mediterranikums, also von außen nach innen. Die starre Masse drängte sich gegen und unter die weichlichen Sedimenthaufen im orogenen Trog, der über ihr und vor allem vor ihr zu Gebirgen verschiedenen Störungsgrades verwandelt wurde." Aber später auf S. 306 gibt er zu, daß der Außenrand des Damaskusbogens über die tiefe starre Damascene gedrückt sei, worin man KOBER durchaus beistimmen wird. Er nennt das „Überquellung über das Vorland" durch lokalen Druck vom Gebirge her, also ähnlich wie am Nordrand unseres Harzes.

Ganz wesentlich differieren unsere Auffassungen vom Alter der Gebirgsbewegungen Mittelsyriens. KRENKEL erklärt „die älteste Faltung" für „jungkretaceisch bis früheocän, die kräftigste" aber für „obermiocän". Jene werde „bezeugt durch die Verbreitung der eocänen Nummulitenkalke rings um den Libanon, der als Inselfalte aus dem Eocänmeer aufstieg". Auch ich glaube an eine erste sehr schwache Emporhebung des mittleren und nördlichen Libanon vor Ablagerung des Eocäns, aber daraus wurde kein Faltengebirge, sondern ein Plateau mit ebener Schicht-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

anlagerung am Fuße. Von einer Geneigtstellung der Kreideschichten und diskordanter Auflagerung des Eocäns ist wenigstens im nördlichen Mittelsyrien nirgends etwas beobachtet, und die früher von DIENER und mir dem Eocän zugeschriebenen gestörten Konglomerate wurden inzwischen als oberpliocän erkannt. Bei einer stärkeren voreocänen Auffaltung hätte eine Diskordanz doch deutlich in Erscheinung treten müssen, so wie das in Nordägypten der Fall ist. Erst nach dem Absatz des Miocäns setzten (etwa im Unterpliocän) weitere Gebirgsbewegungen ein, die besonders im W des nördlichen Libanon die an dessen Steilküste neugeschaffenen Miocänschichten aufrichteten und wellten und im O des Libanon einige Depressionen und damit die Grundbedingungen für die Anhäufung der mittelpliocänen lakustren Mergel und Kalke schufen. Aber die für die Faltenbildung entscheidenden Hauptphasen der Gebirgsbildung fallen doch erst in den Anfang des Oberpliocäns und ganz ans Ende des Pliocäns oder gar in das beginnende Quartär, wie ich das schon oben auseinandersetzte, und waren gleichzeitig mit dem Aufreißen des ostafrikanischen Grabens und der Jordantal-Doppelspalte. Das eigentliche Faltengebirge Mittelsyriens existierte, meiner Meinung nach, vorher noch nicht. Erst durch so späte Gebirgsbewegungen konnten die fossilführenden Süßwasserkalke vom Wâdi Sahridji im O des Harf Ram el Kabsch im Antilibanon, von welchen DIENER Proben sammelte, die ich später als mittelpliocän erkannte, in eine Meereshöhe zwischen 1800 und 1900 m emporgehoben werden[18]). Die hohe Lage dieser mittelpliocänen Beckenablagerung ist ein sprechender Beweis für das junge Alter der Antilibanosstörungen.

Im Gegensatz zu diesen Verhältnissen sehen wir die Auffaltung der Kreideschichten Nordägyptens bei Abu Roasch und dem Gebel Schebrauwet-Geneffe schon mit dem Ende der Kreideperiode vollendet, so daß sich das Mitteleocän diskordant auflagern konnte. Aus diesem Grunde besonders kann ich einen engeren Zusammenhang zwischen den spätmesozoischen Falten im N Ägyptens und den oberpliocän-frühdiluvialen Mittelsyriens nicht anerkennen. Das

[18]) Vgl. BLANCKENHORN. Zur Kenntnis der Süßwasserablagerung Syriens. Pal. XLIV, 1897, S. 86.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

sind heterogene Erscheinungen. Das gilt auch für die Zustellung der schwachen Wellen in der Barkatafel und die Falten des südtunesischen Atlas an den Schotts zum Syrischen Bogen als dessen Westanfänge. Die Schaffung eines gemeinsamen neuen Namens für alle diese Falten und Fältchen ist, wenn er auch sehr verlockend erscheinen mag, noch kein Beweis für die innere Zusammengehörigkeit.

Doch wir kehren nach Syrien zurück und verfolgen dessen Tektonik noch weiter in nördlicher Richtung. Hinter der faltenreichen Zone des südlichen Libanon, Antilibanos und der palmyrenischen Ketten, die wir jetzt mit Kober und Krenkel als vorgeschobene Bogen der Tauriden, aber als deren äußerste, ansehen, an denen bei Damaskus eine erste Berührung von Eurasienfalten mit der afrikanisch-arabischen Platte stattfand, gelangen wir im nördlichen Libanongebiet zur Abwechslung wieder in eine Schollenlandschaft mit vorherrschend horizontaler Schichtenlagerung[19]), deren Längsbrüche, Flexuren und Täler freilich noch wie vorher nach NNO verlaufen und so den ablenkenden Einfluß des nördlichen Taurus andeuten. Aber von Homs an verschwindet auch das und die alte meridionale afrikanische Bruchrichtung macht sich wieder geltend, teils im Verlauf der Küstenlinie, teils in dem kleinen, in die pliocäne Basaltdecke eingesenkten Graben Bukei'a, teils in dem typischen Graben Ghâb am mittleren Orontes und dem davon abgezweigten, sumpfbedeckten Talzug er-Rûdj, östlich von Djisr esch-Schughr. Wir gewinnen hier ähnliche tektonische Eindrücke wie in Palästina, als ob wir wieder mitten im Schollengebirge wären. Das hält so an, bis wir den Nahr 'Afrîn überschritten haben und uns dem von mir so genannten Kurdengebirge nähern.

Dieses zwischen 'Afrîntal, Karasutal, Itschere Su, Mar'asch, 'Aintâb und Killis liegende Gebirge muß noch in seiner größeren nordwestlichen Hauptmasse der Randzone des Taurus zugerechnet werden, da es vor allem aus Grünsteinen, besonders Serpentin, aufgebaut ist, die oben bedeckt werden von einem Komplex aus Konglomeraten, grauen oder bunten Mergeln und Schieferton, feuersteinführendem Kalk und grauem Hornstein mit roten, jaspisartigen echten Radiolariten, die wirklich auch Radi-

[19]) Vgl. die Querprofile durch den mittleren und nördlichen Libanon bei Diener, Libanon, S. 71, und Blanckenhorn, 1914. S. 97.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

olarien führen[20]). Dieser fossilarme Schichtenkomplex kann wenigstens teilweise als eine bathyale bis abyssale Entwicklung von Kreideeocän oder gar Oligocän angesehen werden, wie er nach SCHAFFER und KOBER sonst erst der mittleren oder der inneren Zone des Taurus (als Schieferhornsteinformation Kleinasiens) eigen ist.

KOBER (a. a. O. S. 408—409) erwägt, ob die von mir angeführten grünen Gesteine von Käwär nicht den Kalken des Kurdengebirges als übergeschobene Deckscholle auflagern könnten. Diese Verhältnisse, sagt er, seien nicht bekannt. Bestände diese dann von KRENKEL (a. a. O. S. 311) aufgegriffene Vermutung KOBERS zu Recht, „so wäre die Basis des Kurdengebirges noch ein Teil des afrikanischen Vorlandes, vielleicht eine nach NO umschwenkende Fortsetzung des Syrischen Bogens". Diese Annahmen von KOBER und KRENKEL sind aber irrig und widerlegen sich sofort durch etwas gründlicheres Studium meiner präzisen, mehrfach wiederholten, nicht mißzuverstehenden Angaben[21]) der Schichtenfolge besonders bei Kartal.

Die Grenze zwischen den Tauriden und der nordsyrischen Tafel ist am Kurdengebirge nicht so scharf ausgeprägt wie bei Damaskus, jedenfalls aber umzieht sie doch das eigentliche Kurdengebirge ostwärts, und das grabenförmige Karasutal im W desselben muß noch dem Taurusgebiet zugerechnet werden. Auch im Karasutal gibt es keine Überschiebung; dasselbe bezeichnet nicht die Grenze von syrischem Tafelland und Kettengebirge, wie gemeint worden ist; denn auch im O davon treffen wir noch ausgezeichnete Faltenbildungen am oberen Sabunsu[22]). Erst im SW von Killis, zwischen den Dörfern Katma und Adjal, macht die Aufrichtung der dortigen Miocänschichten am Außenrand des Kurdengebirges einer ebenen Lagerung Platz[23]). Hier charakterisiert sich also die entscheidende Gebirgsbewegung zeitlich als obermiocän oder postmiocän.

Das breite S—N-Tal des Karasu kann, obwohl es nur morphologisch ein Graben, tektonisch aber „ein falscher Graben" ist, doch noch als Endstück der südnördlichen

---

[20]) Nach mikroskopischer Prüfung der 1888 von mir gesammelten Proben durch Herrn ANDRÉE-Königsberg.

[21]) BLANCKENHORN: Das Eocän in Syrien, 1890. Zeitschr. d. D. Geol. Ges., S. 327—30. — Grundzüge der Geologie von Nordsyrien, 1891, S. 36, 37, 58, 59, 62 und II. Querprofil durch das Kurdengebirge auf der geognost. Kartenskizze von Nordsyrien. — Syrien, Arabien und Mesopotamien im Handb. d. Reg. Geol., 1914, S. 29.

[22]) Vgl. das Profil bei BLANCK. Das Eocän usw., S. 328, und Grundzüge usw., S. 34.

[23]) Vgl. BL. Grundzüge, S. 34.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

großen syrischen Bruchzone aufgefaßt werden, die sich vom Roten Meer durch ganz Syrien in wechselnder Gestalt, in Mittelsyrien vorübergehend durch den Vorbogen des Taurus abgelenkt, sonst aber in gerader Richtung bis in die Gegend von Mar'asch, also bis in die Randzone des Taurus hinein, erstreckt.

Wollen wir von dem genannten tektonischen Scheidepunkt bei Katma südwestlich Killis die nordsyrische Tafellandschaft noch weiter begrenzen gegen den Taurus, so müssen wir etwa dem 'Afrînfluß aufwärts folgen, um das Kurdengebirge östlich herum gegen Mar'asch, und hier stoßen wir am Ak Su, am Südfuß des Achyr Dagh, wieder auf eine markante Scheidelinie, auf welche KOBER (a. a. O. S. 407, Profile 6—8) die Aufmerksamkeit lenkte. Schollen von Kreideeocänkalk mit Basaltdecken in Staffeln abbrechend tauchen unter Massen von grünen Gesteinen, die den Rand des Taurus bezeichnen. Es ist anzunehmen, daß auch hier die Bewegung, so wie im übrigen Taurus, noch ins Miocän fällt.

Wir sehen also von S nach N das syrische Tafelland wiederholt sich staffelartig nach N gegen Eurasien vorschieben, bzw. wir sehen die äußersten Randbogen des Taurus in Stücken kulissenartig nach S drängen bei Damaskus, bei Katma und bei Mar'asch und dazwischen immer wieder Ausdehnung größerer zerklüfteter, ungefalteter Tafelmassen.

Die Zeiten der faltenden Bewegungen scheinen, soweit Nachrichten vorliegen, verschieden, nämlich älter (eocän-obermiocän) am eigentlichen Taurus, jünger (pliocän-altdiluvial) in der Peripherie am Antilibanos.

Die ägyptischen Faltenbewegungen des Südteils des sogenannten Syrischen Bogens sind davon ganz unabhängig, mehr lokal beschränkt und isoliert. Sie fanden zur Zeit des Senons statt.

Völlig anders verhält sich wieder die Faltenbewegung an unserer erythräischen Geosynklinale des Suësgolfs. Im Gegensatz zu dem nordägyptischen Zickzackbogen fällt sie zeitlich merkwürdigerweise gerade zusammen mit der Bewegung der Tauriden, nämlich zwischen Untermiocän und Unterpliocän, d. h. wesentlich ins Miocän,

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

und das, obwohl sie in ihrer Richtung senkrecht dazu steht.

Es herrscht also im ganzen ein kompliziertes Durcheinander, in dem man sich nur unter Anwendung größter Vorsicht, scharfer Kritik und Auseinanderhaltung der vielen gegebenen Daten zurechtfinden kann.

Ich komme auf die einleitenden Worte dieser Erörterung zurück, die Nutzanwendung der Erkenntnis der Tektonik Syriens und des Roten Meergebietes für das Verständnis des westdeutschen und südeuropäischen Gebirgsbaues. Mannigfacher Art sind die bei einem Vergleich sich ergebenden Beziehungen, so in den hier genauer festgelegten Zeiten der tektonischen Phasen und im Wechsel der Art der Gebirgsbildung. Aber das hier näher auszuführen, ist ein Kapitel für sich, und ich muß es vorläufig den Zuhörern bzw. Lesern überlassen, es weiter auszuspinnen. Mir mußte es heute zunächst darauf ankommen, die Hauptpunkte in der Tektonik Syriens usw. klarzustellen. Zu Vergleichen mit Westdeutschland finde ich vielleicht später noch einmal Gelegenheit.

Schwellen- und Beckenfazies im ostrheinischen Paläozoikum.

(Vortrag, gehalten am 13. August 1925 auf der Hauptversammlung in Münster i. W.)

Von Herrn Hermann Schmidt in Göttingen.

(Mit 3 Textabbildungen.)

In der gestrigen Versammlung wurde der Wunsch nach einer Fazieskarte des ostrheinischen Paläozoikum ausgesprochen und gesagt, daß für eine solche gegenwärtig die Unterlagen noch nicht ausreichen. Andererseits aber bringt die fortschreitende Erforschung unseres Gebietes immer mehr Faziesunterscheidungen, und man fühlt sich gedrängt, darin einen Sinn zu suchen und in einstweilen schematischen, Darstellungen zum Ausdruck zu bringen, wenn man nicht den Überblick überhaupt verlieren will.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Schon die Mannigfaltigkeit an sich läßt vermuten, daß unser Gebiet keine einheitliche Geosynklinale gebildet hat, sondern durch submarine Schwellen in Teilgeosynklinalen gegliedert war. Um Verwechslungen mit den Einheiten des heutigen Gebirgsbaues vorzubeugen, möge von diesen als von Becken gesprochen werden, nicht Mulden, wie in der Ankündigung dieses Vortrages. Ähnliche Gegenüberstellungen brachten J. Ahlburg 1920 („Horst- und Muldenfazies") und H. Richter 1923 („Antiklinal- und Synklinalfazies"). Ihre Begriffe kann ich nicht übernehmen, weil das Zusammenfallen mit heutigen Sattel- und Muldengebieten durchaus nicht im Wesen der Faziesgebiete liegt. So zeigt beispielsweise der Ebbesattel keine Schwellenfazies.

Als eine der Vorbedingungen zum Zustandekommen dieser Differenzierung erscheint die Zugehörigkeit zu einem viel umfassenderen, dem herzynischen Faziesgebiet. Was bedeutet **rheinische** und **herzynische** Fazies? Als Typen sind unterdevonische Bildungen anzusehen, und zwar Oberstadtfeld einerseits, die Cephalopodenkalke des Unterharzes andererseits. Es wird aber damit ein Faziesgegensatz ausgedrückt, der sich in gleicher Weise vom Obersilur bis in das Karbon hinein verfolgen läßt. Ich möchte ihn deuten als den Gegensatz der Ablagerungen bewegten und stillen (kaum bewegten) Wassers. Rezente Analogien versagen für die Erklärung, ebenso Rekonstruktionen der damaligen Küstenlinien. Verwendbar sind:

1. Die Biofazies.

rheinisch:	herzynisch:
Reiches Benthos	Wenig Benthos
Muscheln dickschalig, mit kräftigem Schloßapparat oder grabend.	Muscheln dünnschalig, schloßlos.
Brachiopoden gerippt, mit langem Schloßrand.	Brachiopoden meist glatt und rund.
Cephalopoden: nur benthonische Nautiloidea und Orthoceren	Goniatiten (langsame Schwimmer!)
Wenig Plankton.	Überall Plankton, gleichmäßig verteilt.

2. Die Lithofazies.

rheinisch:	herzynisch:
Muschellager angeschwemmt (sortiert) oder ausgeschlämmt („Lesedecken")	Fauna wie im Leben verteilt.
Sedimente „unrein": Sandige und kalkige Schiefer, viel unreine Sandsteine	Sedimente „rein": Tonschiefer, Kalk, Kieselschiefer; Grauwacken bunt, also keine Transportsonderung.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

3. Die Grenzverschiebungen.

Die Grenze zwischen rheinischer und herzynischer Fazies geht im Unterdevon über Gießen, Marburg, Wildungen und durch den Harz, im Mitteldevon durch die Linie Olpe—Meschede, im Oberdevon und Unterkarbon etwa durch Elberfeld (Abb. 1). — Um eine schmale Landbarre, die etwa durch den Kellerwald gegangen wäre, kann es sich auch wegen dieser Grenzverschiebungen nicht handeln.

4. Die äußeren Grenzen.

Ein Gegensatz landfern—landnah kommt nicht in Betracht, denn beide Gebiete reichen an eine Küste: Ein besonderes Glied des rheinischen, das durch kontinentalen Einschlag ausgezeichnete niederrheinische[1]) Faziesgebiet, grenzt an das kaledonische Land (Brabanter Massiv), und das herzynische Faziesgebiet, das im Mitteldevon und im Unterkarbon deutlich transgredierende Bildungen enthält, grenzt an thüringisch-böhmische Küsten.

5. Die Tiefenverhältnisse.

Das rheinische Faziesgebiet war vorwiegend Flachwasser, das herzynische kann jedoch auch nicht tief gewesen sein, weil es allenthalben Trilobiten mit wohlentwickelten Augen enthält. An der Grenze beider Gebiete gehören die größeren Mächtigkeiten eher dem rheinischen, was auch nicht für ein Gefälle nach der herzynischen Seite spricht.

6. Das Nebeneinander von Schwellen- und Beckenfazies

ist im rheinischen Gebiet, wenn es überhaupt vorhanden war, verwischt; im herzynischen tritt es deutlich hervor.

Das Grundprinzip für die Unterscheidung zwischen **Schwellen-** und **Beckenfazies** liegt in den Mächtigkeiten: selbstverständlich haben die Schwellen weniger Sediment als die Becken, aber die Unterschiede sind erstaunlich groß: das Oberdevon der Schwellen geht unter 50 m, das der Becken über 2000 m. Das Studium der Übergangsbildungen (Beispiel Hönnetal im Exkursionsführer) zeigt, daß in allen Zonen der Cephalopodenkalk der Schwellen beckenwärts durch Tonsubstanz verdünnt wird. Könnte man Ton und Sand der Beckenfazies subtrahieren, so würde die Schwellenfazies erscheinen, die Cephalopoden sind in der Beckenfazies lediglich schwerer zu finden. An sonstiger Fauna mag einiges hinzukommen, wie Ostracoden, Tentaculiten, im Oberdevon auch *Posidonia venusta* und blinde Trilobiten.

---

[1]) A. Fuchs nennt dasselbe „belgisch-sauerländisches Faziesgebiet", es reicht jedoch in das Sauerland nur wenig hinein.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Sandsteine finden sich mitunter auch auf Schwellen, sie können das Bild also verschleiern. Die merkwürdige Wulstflächigkeit der oberdevonischen Sandsteine ließ sich bisher nur durch Gleitungen auf geneigter Ablagerungsfläche erklären; wenn das richtig ist, würden wir damit auch einen Anhalt dafür haben, daß und wie lange das Absinken der Becken stärker war, als ihre Auffüllung mit Sediment.

Im herzynischen Unterdevon haben wir zu wenig Unterlagen, um Schwellen und Becken aufzusuchen.

Im Mitteldevon wurden beide Fazies schon nebeneinander gestellt, als KAYSER die Gleichaltrigkeit zweier Zonen der Wissenbacher Schiefer mit Günteröder und Ballersbacher Kalk erkannte. Jetzt kennen wir auch die beiden Zonen des oberen Mitteldevon in der Beckenfazies der „Wissenbacher Schiefer" wie in der Schwellenfazies der Cephalopodenkalke. Abb. 1 zeigt die Hauptschwelle von

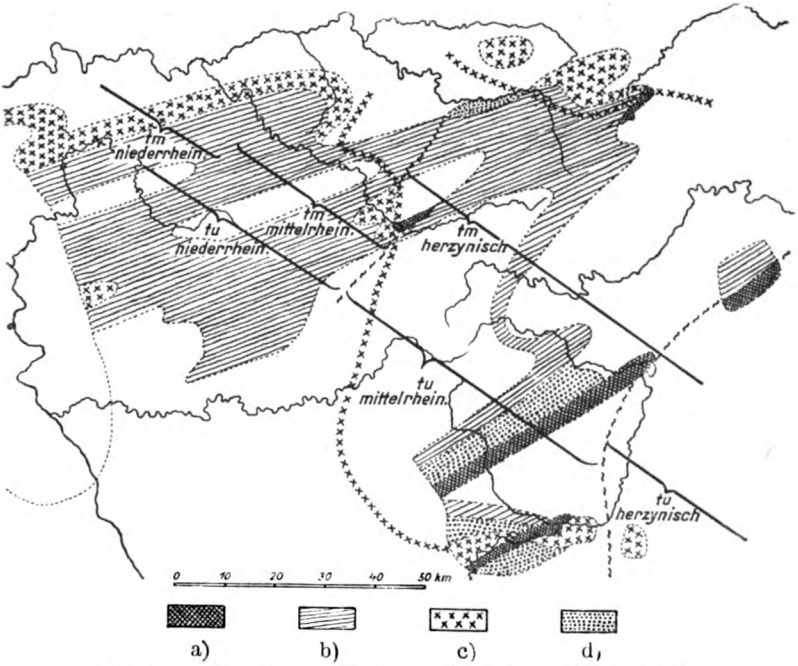


Abb. 1. Faziesschema für das ostrheinische Mitteldevon.
a) Schwellenfazies — b) Beckenfazies in der Mitte des Mitteldevon — c) Korallenkalk — d) Schalstein im oberen Mitteldevon.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Ballersbach—Bicken—Günterod—Wildungen, daneben Andeutungen kleinerer Schwellen bei Meggen und bei Wetzlar (im Osten der Lahnmulde wären nach H. RICHTER zwei Schwellen vorhanden).

Im oberen Mitteldevon kommen zwei Besonderheiten dazu, die in Abb. 1 mit dargestellt sind:

Die Korallenbildungen des „Massenkalks" sind eigentlich ein rheinisches Element, greifen aber stellenweise weit in das herzynische Gebiet über, durch Lage und Verbindung mit Cephalopodenkalken eine Verwandschaft mit der Schwellenfazies verratend.

Der obermitteldevonische Schalstein, bisweilen zu großen Mächtigkeiten anschwellend, ist ein typisches Beckenelement und wurde auch schon von AHLBURG und H. RICHTER zur Definition der „Muldenfazies" verwendet.

Im Oberdevon bot die Gleichaltrigkeit von Büdesheimer Schiefer und Adorfer Kalk anscheinend keine Schwierigkeiten, die Vertretbarkeit von Cypridinenschiefern und Clymenienkalk dagegen wurde lange angezweifelt: so

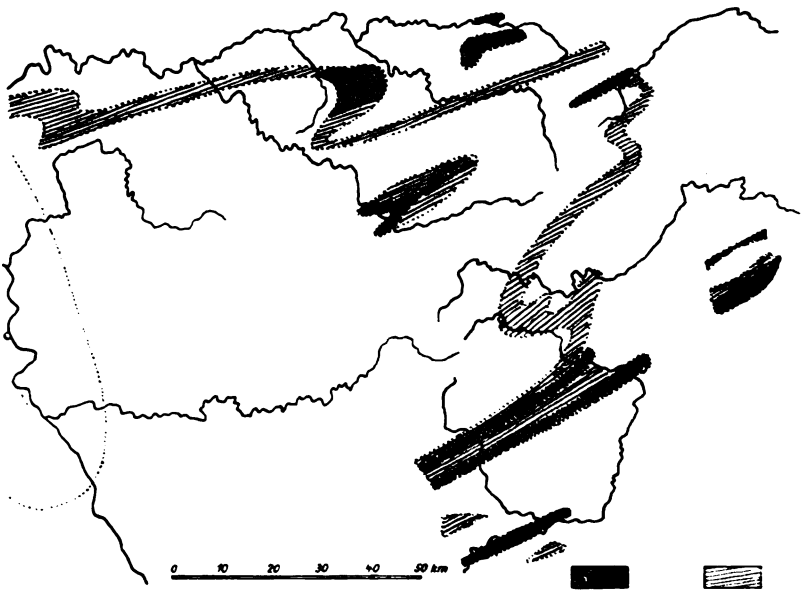


Abb. 2. Faziesschema für das ostrheinische Oberdevon.
a) Schwellenfazies — b) Beckenfazies in der Mitte des Oberdevon.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

schnell und so oft sollte ein Fazieswechsel doch nicht denkbar sein. Nun ist er doch da, wie sich durch zahlreiche Fossilfunde erweisen ließ, und wir müssen einfach eine Denkbarkeit für das Phänomen suchen. Das war der Ausgangspunkt der vorgetragenen Überlegungen.

Das unterste Oberdevon schließt sich dem Mitteldevon an, zeigt aber schon Anfänge einer weitergehenden Gliederung. Nachklänge und Nachwirkungen der Riffbildungen erschweren die Übersicht. In der Mitte des Oberdevon erreicht die Gliederung in Schwellen und Becken ihr Maximum (Abb. 2); am Ende des Oberdevon kommt, mit wenigen Ausnahmen, das Einsinken der Becken zum Stillstand und es zeigt sich eine weitgehende Milderung der Faziesgegensätze.

Die Schwelle Ballersbach—Wildungen ist wiederum deutlich, die von Wetzlar wenig ausgeprägt. Die von Meggen ist nach Grevenbrück etwas verschoben; in ihrer ungefähren Fortsetzung ist eine deutliche Schwelle zwischen Eisenberg und Enkeberg bei Brilon neu entstanden. Als vierte hat sich eine große Arnsberger Schwelle herausgebildet und als fünfte eine von Langenaubach—Oberscheld. Alle diese Schwellen sind stärker ausgebildet als die des Mitteldevon, ihre Sedimente sind praktisch frei von Ton. Wie die Hauptschwelle des Mitteldevon zeigen sie eine Längserstreckung in der Richtung des heutigen Streichen, die leichter erkennbaren Faziesänderungen im Streichen sind daher Ausnahmen. Eine solche läßt sich in der Wildunger Gegend zeigen in der Linie Ense—Birkenrain—Odershäuser Koppe, die für das obere Oberdevon ein Fortschreiten von der Schwelle zum Becken bedeutet (im unteren Oberdevon etwas anders!).

Beide Fazies des Oberdevon finden sich auch im Harz und in Thüringen, und auch dort laufen die Grenzen ungefähr im Streichen. Recht deutlich läßt sich ein Becken von Lautenthal von einer Schwelle von Zellerfeld unterscheiden, der dann wieder ein Becken zu folgen scheint. In Thüringen erscheinen die Becken reduziert und die Schwellen verbreitert. Auffallend ist das Fehlen des Oberdevons inmitten der Schwellen von Ziegenrück und von Gefell—Greiz, aber es ist noch nicht festgestellt, ob es sich um hochgelegene Punkte innerhalb des Sedimentationsraumes oder vielleicht um vorkulmische Erosion handelt. Beckenfazies findet sich in Thüringen zwischen den

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

genannten Schwellen entlang der Rodach und Weida, angedeutet auch im Vorland des Münchberger Gneises.

Das ältere Unterkarbon setzt teilweise die Verhältnisse des jüngsten Oberdevon fort; so beobachtet man in beiden Teilen der Attendorner Doppelmulde ein Fortschreiten der Beckenfazies westwärts über die einstige Massenkalkgrenze hinweg, die Schwelle von Grevenbrück bleibt angedeutet durch Fehlen der Hangenbergschichten. Anderwärts sind diese Schichten im Streichen so unbeständig, daß man sich die bei Warstein festgestellte Diskordanz als Wirkung einer über weite Gebiete schwach ausgeprägten Querfaltung vorstellen möchte. — Im mittleren Unterkarbon liegt stratigraphisch noch nichts fest.

Erst das jüngere Unterkarbon, die Glyphiocerasstufe, erlaubt wieder eine Übersicht über die Faziesverhältnisse: Die fünf oberdevonischen Schwellen sind verschwunden, die kulmische Fazies, im Westen mit, im Osten ohne Kalke, greift gleichmäßig über alles hinweg. Die Bildung von Grauwacken schreitet von Zone zu Zone weiter nach Nordwesten vor: in III α finden sich Grauwacken bis nach Herborn und Biedenkopf, in III γ bis Waldeck, in III δ bis Warstein und Grund im Harz; ähnlich geht es im unteren Oberkarbon zunächst fort. Das Material der Grauwacken kommt wahrscheinlich aus Mitteldeutschland, etwa einer Art Spessartachse; hinter dieser Zone der Aufwärtsbewegung liegt ein größeres Becken, in dem sich die thüringischen Kulm-Dachschiefer ablagerten.

Zurückgreifend sei der Gang der epirogenetischen Bewegung an zwei Profilserien des Sauerlandes erläutert (Abb. 3).

Es zeigt sich:

In der Zone des *Maeneceras excavatum* (Odershäuser Kalk usw.) rheinische Fazies mit Sandschüttung bis zur Meggener Schwelle, dann Wissenbacher Schiefer.

In der Zone des *Maeneceras terebratum* Korallenkalke, stellenweise verbunden mit Cephalopodenkalken. Der Raum der vorwiegenden Schiefer gleichen Alters, der sich von Meschede aus südwärts auszubreiten scheint, dürfte mit den Schalsteinbecken des Dill- und Lahngebiets zusammengehören.

In der *Manticoceras*-Stufe hebt sich die Arnsberger Schwelle bei Balve und Rüthen deutlich heraus, während

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

bei Grevenbrück und südlich Brilon die Schwellen mit einer Erstreckung nach Meggen und nach Adorf noch eine größere Breite zeigen (ähnlich verhält sich die von Langenaubach—Oberscheld).

Zwischen *Cheiloceras*- und *Platyclymenien*-Stufe erreicht die Eintiefung der Becken ihr Maximum. Sandschüttungen fehlen zwar zwischen Rüthen und Brilon, greifen aber sonst ostwärts bis nach Thüringen vor.

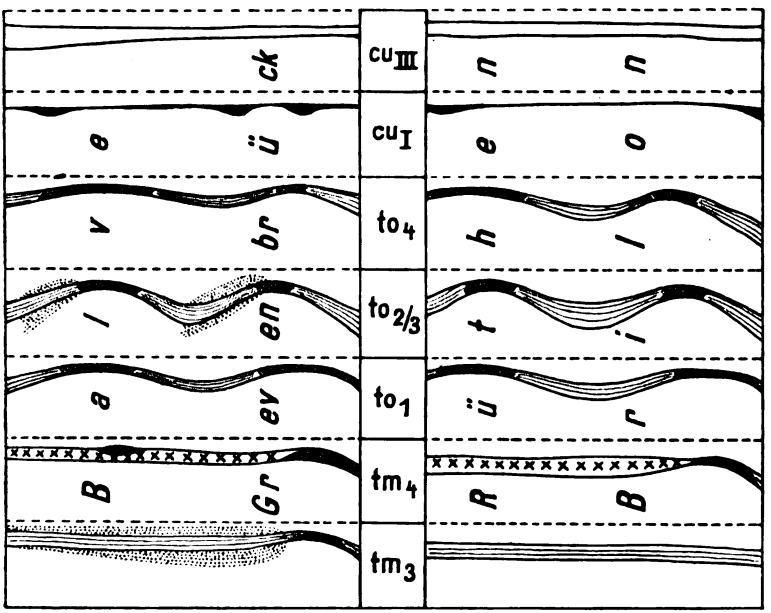


Abb. 3. Profilserien der frisch abgelagerten Sedimente für westliches und östliches Sauerland. (Signaturen wie Abb. 1 u. 2.)

In der *Gonioclymenien*-Stufe Milderung der Gegensätze, auffallend große Mächtigkeiten sind anscheinend nur in dem großen Hauptbecken der Eder und Diemel noch zu finden (Padberger Schiefer am Rand des gezeichneten Profiles, bei Eimelrod südlich davon noch wulstflächige Sandsteine).

Die Eigengesetzlichkeit der *Protocanites*-Stufe kann in den Profilen nur ganz schematisch angedeutet werden, Untersuchungen darüber sind noch im Gange.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Im höheren Unterkarbon Gleichmäßigkeit, nur im Nordwesten beginnt Annäherung an die Kohlenkalkfazies, die wiederum ein rheinisches Element bedeutet.

Die Deutung der Faziesunterschiede im ostrheinischen Paläozoikum wurde bisher am meisten dadurch erschwert, daß man Cephalopodenkalke als landferne Bildungen ansah, eine Erklärung, die wohl allgemein der Sachlage nicht gerecht wird. Hier wurde das Fehlen von Strömungen und das Fehlen toniger Sedimente zur Erklärung der Cephalopodenkalke benutzt. Die Strömungen fehlten überhaupt dem herzynischen Faziesgebiet im Gegensatz zum rheinischen. Der Wechsel der Mächtigkeiten, namentlich im Oberdevon, wurde durch epirogenetische Schwellen und Becken erklärt. Daß die Beckenfazies mehr toniges Sediment hat, erklärt sich einfach aus der größeren Menge des über ihnen befindlichen Wassers; daß die Schwellen in der Regel davon frei sind, ist vielleicht damit zu erklären, daß auf ihnen die tonige Trübe infolge der Wasserunruhe des Wellenganges nicht ausfallen konnte.

Auf Analogien mit der alpinen Trias sei nur hingewiesen.

Isometrische Raumbilder in Bergbau und Geologie.

(Diskussionsbemerkung [ergänzt] zu dem Vortrag von W. Henke auf der Hauptversammlung in Münster i. W. am 14. August 1925.)

Von Herrn Erich Stach in Berlin-Pankow.

Als ich 1922, veranlaßt durch Bedürfnisse der Bergbaupraxis dazu gelangte, Würfeldiagramme geologischer Lagerungsverhältnisse zu konstruieren[1]), welche die Vorteile der äußerst leichten Herstellungsweise bei mathematischer Genauigkeit und der räumlichen Anschaulichkeit der Zeich-

[1]) E. Stach: Die stereographische Darstellung tektonischer Formen im „Würfeldiagramm" auf „Stereo-Millimeterpapier". Diese Zeitschrift, Bd. 74, 1922, Abh. S. 277 bis 309.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

nung miteinander verbanden, war mir als Geologen die mathematische Literatur, insbesondere die ausländische mathematische Literatur, begreiflicherweise nicht so vertraut, daß es mir möglich gewesen wäre, festzustellen, daß bereits 1820 ein Engländer diese Methode für technische Zeichnungen verwendete.

In den Mitteilungen aus dem Markscheidewesen[2]) und in dieser Zeitschrift hat nun K. LÜDEMANN-Freiberg[3]) mit geradezu bewunderungswürdigem Fleiß die Literatur über die isometrische Projektion zusammengestellt, nur um nachzuweisen, daß diese Darstellungsart nicht neu, sondern längst bekannt ist. Ich bin Herrn LÜDEMANN für diese sehr verdienstvolle ausführliche Literaturzusammenstellung durchaus dankbar. Ich bedaure nur, daß LÜDEMANN nicht vor dem Erscheinen meiner Abhandlung über das Würfeldiagramm auf den Wert der isometrischen Raumbilder für Bergbau und Geologie hingewiesen hat, da ihm dieser doch anscheinend bekannt war. Mir wäre dadurch die monatelange Mühe und Zeit erspart geblieben, aus mir selbst, nach den zahlreichsten Versuchen den Weg zur isometrischen Raumbilddarstellung zu finden, der, nachdem ich vorher andere Hilfsmittel und Muster konstruiert hatte, zur Konstruktion des Stereopapiers und des Stereotransporteurs führte, die, wie sich nun herausgestellt hat, beinahe vollständig mit dem bereits von SOPWITH und GRIMSHAW angegebenen übereinstimmen.

Die LÜDEMANNsche Ansicht über den Gebrauch der isometrischen Projektion bedarf aber noch einer nicht unwesentlichen Richtigstellung. Er behauptet: „In den letzten Jahrzehnten ist die isometrische Projektion im Bergbau seltener angewendet worden, während andere Zweige der Technik sie ständig benutzt haben." Diese Behauptung trifft nicht zu. Wie ich jetzt erfahren habe, wird beispielsweise an der Berliner Technischen Hochschule und der Beuthschule die isometrische Projektion im Maschinenzeichnen nicht eingehend, in der Architektur überhaupt nicht gelehrt oder verwendet, wird also prak-

[2]) KARL LÜDEMANN: Einige geschichtliche Mitteilungen über die Anwendung der isometrischen Projektion auf die Darstellung von Grubenrissen. Mitt. a. d. Markscheidew. 1923, S. 61/62.

[3]) KARL LÜDEMANN: Geschichtliche Bemerkungen zur Verwendung der isometrischen Projektion im Bergbau und in der Geologie. Diese Zeitschrift, Bd. 77, 1925, Monatsber. S. *102* bis *106*.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

tisch nicht benutzt. Im Gegensatz zum Bergbau und der Geologie soll sie für die Architektur sogar unzweckmäßig sein. Nach E. MÜLLER[4]) liegt der Grund dafür darin, daß bei einer Neigung der senkrechten Axe um mehr als 20° zur Bildebene der Eindruck des Vertikalstehens verschwindet. Bei der isometrischen Projektion ist die vertikale Axe aber um 35° gegen die Bildebene geneigt, weshalb leicht der unerwünschte Eindruck von nicht lotrecht stehenden Gegenständen und Gebäudeteilen hervorgerufen und diese Perspektive in der Baukunst selten benutzt wird. Der gerade von LÜDEMANN zitierte E. MÜLLER sagt hierüber: „Solche isometrischen Bilder werden daher heutzutage nur mehr selten verwendet."

Was den Bergbau anbetrifft, so ist trotz des von LÜDEMANN aus dem Bergwerksfreund von 1844 angeführten Vortrags von C. KEGEL, der übrigens eine vortreffliche Darstellung der isometrischen Raumbildmethode enthält, diese späterhin nicht verwendet worden. Jedenfalls war die zweckmäßige Anwendung der isometrischen Projektion, wie mir aus Markscheiderkreisen versichert wird, weder dort noch bei den Bergbehörden vor dem Erscheinen meiner Arbeit bekannt. In der Geologie war die isometrische Projektion unbekannt. Dafür spricht unter anderem, daß 1923, also ein Jahr nach Erscheinen meiner Würfeldiagrammarbeit, einige meiner Würfel mit Abänderungen in dem amerikanischen Lehrbuch der Tektonik von BAILEY WILLIS[5]) wiedergegeben wurden und die Darstellungsmethode beschrieben wurde[6]). Wenn die isometrische Projektion so allgemein bekannt gewesen wäre, wie LÜDEMANN es darstellt, so ist nicht einzusehen, warum sie jetzt erst überall im Bergbau und in der Geologie Verwendung findet. Daß die isometrische Projektion ganz ungebräuchlich war, geht ferner auch daraus hervor, daß Mathematiker von Fach, denen ich seinerzeit die Darstellungsmethode

---

[4]) E. MÜLLER: Lehrbuch der darstellenden Geometrie für Technische Hochschulen. II. Bd., 3. Aufl., 1923.

[5]) BAILEY WILLIS: Geologic Structures, Graw-Hill Book Company, New York, 1923.

[6]) Dagegen wurde mir nach Erscheinen meiner Abhandlung ein kurzer Aufsatz von W. J. MEAD zugeschickt: A simple method for making block diagrams, The Wisconsin Engineer, Vol. 25, No. 2, Nov. 1920, welcher das Prinzip der isometrischen Projektion für geographische Blockdiagramme verwendete. Diesen Literaturhinweis hat LÜDEMANN trotz der sonst sehr sorgfältigen Literatursammlung noch übersehen.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

vortrug, sowie auch die Mathematiker des Reichspatentamtes, die Bezeichnung „isometrische Projektion" nie benutzten und meinen Vorschlag als neu ansprachen, was m. E. nicht als Zufall zu deuten ist. Der Ausspruch LÜDEMANNS[7]): „Der Markscheider sieht also in der ‚Methode STACH' einen guten, alten Bekannten ... wieder", dürfte demnach im allgemeinen nicht dem Sachverhalt entsprechen. Vielmehr scheint die isometrische Projektion im Bergbau der Vergessenheit anheimgefallen zu sein. Und wenn sie auch hier und da mal in einigen Fällen angewendet worden sein sollte, so ist sie in der Praxis keineswegs so bekannt, wie man nach den LÜDEMANNschen Ausführungen annehmen könnte. Was die Veranlassung für diese offensichtlich gefärbte Darstellung LÜDEMANNS-Freiberg gab, ist mir nicht bekannt.

An dieser Stelle möchte ich, um Mißverständnisse auszuschalten, noch darauf hinweisen, daß Stereopapier und Stereotransporteur nicht von der Firma HILDEBRAND-Freiberg, sondern von BREITHAUPT & SOHN, Kassel, Adolfstr. 13, geliefert werden.

Für die Praxis dürfte es ziemlich belanglos sein, wer die isometrische Projektion zuerst angewendet hat und wann sie zuerst angewendet worden ist. Viel wichtiger als die Geschichte der isometrischen Projektion ist nun, nachdem ihre Zweckmäßigkeit allgemein anerkannt ist, ihre Anwendung und Vervollkommnung in der bergbaulichen und geologischen Praxis. Und auf diesem Gebiet ist bereits fruchtbringende Arbeit geleistet worden. Insbesondere ist es W. HENKE gewesen, der sich im Siegerland um den Ausbau und die Einführung der isometrischen Raumbildmethode, wie sie jetzt zweckmäßig bezeichnet wird, in die Bergbaupraxis verdient gemacht hat. Die auf der Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1925 in Münster von HENKE im Lichtbild gezeigten Raumbilder bewiesen die Brauchbarkeit und die großen Vorteile dieser Darstellungsweise gegenüber zentralperspektivischen Zeichnungen. Auch von W. E. SCHMIDT sind mehrfach isometrische Raumbilder von Siegerländer Gruben entworfen worden und haben zur Klärung der tektonischen Verhältnisse (Identifizierung von Gangstücken usw.) wesentlich beigetragen. Im Ruhrkohlengebiet haben sich K. LEH-

[7]) K. LÜDEMANN: Einige geschichtliche Mitteilungen usw., Mitt. a. d. Markscheidewesen.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

MANN, W. LÖHR und G. SCHULTE für die Einführung der isometrischen Raumbilder im Markscheidewesen eingesetzt. Auf ihre Veranlassung sind zahlreiche, z. T. von HAIBACH künstlerisch ausgeführte farbige Raumbilder sowie Wetterrisse konstruiert worden. Auch in anderen Bergbaubezirken und an der Preußischen Geologischen Landesanstalt sind von BÄRTLING, HAACK, W. E. SCHMIDT, KÜHNE, mir und anderen isometrische Darstellungen gezeichnet worden. Hierbei wurden die verschiedensten Möglichkeiten, Kombinationen vieler Sohlen, Aneinanderreihung und Durchkreuzung von Profilen, ein springende Blockecken, Verbindung von Karten mit Profilen usw. erprobt, und fast immer wurden überraschend klare und verständliche Bilder erhalten, welche der betreffenden Grube immer zu irgendeinem Vorteil gereichten.

Auch für den geologischen Unterricht hat sich die isometrische Projektion als sehr nützlich erwiesen. Sowohl an Hochschulen wie an Bergschulen[8]) hat sie Eingang gefunden und trägt dazu bei, das Raumvorstellungsvermögen zu entwickeln und zu schulen. P. KUKUK (Bochum) hat z. B. zur Erleichterung des Verständnisses der Methode für Bergschüler die von mir angegebenen Würfeldiagramme zum Vergleich als körperliche Modelle in Holz und Blech ausführen lassen und damit gute Erfahrungen gemacht.

Nach den Erfolgen, die bisher mit der isometrischen Raumbildmethode im Bergbau und in der Geologie gemacht worden sind, wäre es sowohl im Interesse der Wissenschaft wie der Praxis zu begrüßen, wenn weiterhin an der Einführung der isometrischen Raumbildmethode in

---

[8]) F. REQUARD: Die Bedeutung des Würfeldiagramms für die Erziehung der Anschauung. Zeitschrift für mathematischen und naturwissenschaftlichen Unterricht, 1924, S. 152 bis 154.

SOKOL: Die geologische Methodik. Geol. Rundschau, Bd. 16, 1925, H. 3, S. 212 bis 240.

A. K. LOBECK: Block diagrams and other graphic methods used in Geology and Geography, New York, 1924, 206 S. m. 288 Abb. In diesem vortrefflichen, zahlreiche, hübsche Blockdiagramme enthaltenden Werk geht LOBECK auch auf isometrische Diagramme ein und bildet einige gute Beispiele ab. Ferner beschreibt er einen einfachen Apparat zur Zeichnung isometrischer Raumbilder.

Über den Wert des Blockdiagramms im allgemeinen s. a. F. W. FULDA, Über die Verwendung des Blockdiagramms im Erdkundenunterricht. Der Geologe 1923, Nr. 33, S. 645. K. RÜSEWALD: Skizze und Blockdiagramm. Geogr. Bausteine, Heft 11, Gotha 1925.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Bergbau und Tektonik und an der Ausgestaltung neuer isometrischer Darstellungsmöglichkeiten insbesondere von seiten der Markscheider und der Dozenten der Geologie gearbeitet würde. Eine solche Arbeit wird sich alsbald nach verschiedenen Richtungen hin als nutzbringend erweisen.

Verkieselungen in Kalken[1]).

(Vortrag, gehalten am 14. August 1925 auf der Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft zu Münster i. W.)

Von Herrn Hans Klähn in Rostock.

Kieselknollen in Kalken sind eine ziemlich gewöhnliche, aber im Grunde genommen auch ebenso überraschende und merkwürdige Erscheinung. Ihre Entstehung wurde von den verschiedensten Forschern ins Auge gefaßt und je nach deren wissenschaftlichen Einstellung mehr oder weniger einseitig erklärt. In einer soeben erschienenen Arbeit, welche mit Unterstützung der Notgemeinschaft der deutschen Wissenschaft hergestellt wurde[2]), bin ich unter Heranziehung der wichtigsten Literatur dem Problem näher getreten, wobei ich zwei synchrone Ablagerungen berücksichtigte, von denen die eine (Senon von Rügen) Feuersteine enthält, die andere (Senon von Warnemünde in Mecklenburg) aber nicht. Beiden Kreiden ist die Führung von Spongien gemein. Ich möchte darauf hinweisen, daß ungefähr zur gleichen Zeit Linck und Becker[3]) über denselben Gegenstand publiziert haben; leider konnte ich die Arbeit in meiner Abhandlung nicht mehr verwerten, was ich aber später nachholen werde. Ein kleiner, vor kurzem

[1]) Der Ausdruck „Verkieselungen" ist schlecht gewählt und müßte durch „Kieselknollen" ersetzt werden.

[2]) H. Klähn, Kreide mit und Feuerstein. N. J. f. Min. 1925.

[3]) G. Linck u. W. Becker, D. weiße Schreibkreide u. ihre Feuersteine. Chemie d. Erde. II. Bd. 1. Heft. 1925.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

erschienener Aufsatz von DORN[4]) ist mir entgangen, doch ist er an einer versteckten und mir nicht zugänglichen Stelle erschienen. Zu meiner Freude ist DORN bezüglich der von ihm untersuchten Kieselknollen des Erlanger Malm z. T. zu ähnlichen Resultaten gelangt wie ich. Ich habe unterdes auch die Kieselknollen des Muschelkalk und des Malm in den Bereich meiner Betrachtungen gezogen, welche im Prinzip auf dieselbe Genese wie die Feuersteine der Kreide zurückblicken. Auch für diese Untersuchungen stellte mir die Notgemeinschaft der deutschen Wissenschaft Mittel zur Verfügung, wofür ich ihr herzlichst danke.

Im Rahmen dieses Vortrages will ich die wesentlichsten Gesichtspunkte meiner Ansicht über die Entstehung der Kieselknollen in Kalken wiedergeben, wobei ich auf die Literatur, welche ich in meiner Arbeit eingehend berücksichtigt habe, nicht eingehe.

Die Kalke selbst, in denen die Kieselknollen auftreten, deuten auf Küstennähe hin und ihre Entstehung ist z. B. auf Rügen an Buchten, welche sich außerhalb der Strömungseinflüsse befanden, geknüpft. Hier fehlen dunkle tonige Schlieren oder rundliche oder gestreckte Einsprenglinge, wie sie hingegen für das Senon Mecklenburgs oder für das Cenoman von Lengerich bei Münster i. W. charakteristisch sind. An letzterer Lokalität machte WEGNER die Mitglieder der deutschen geologischen Gesellschaft im Herbst 1925 auf diese Erscheinung aufmerksam, welche er als „Gerölle" auffast, die im Bereich der Strömung entstanden sind, eine Auffassung, welche ich für die zu Kugeln oder Schlieren zusammengeballten Tonsuspensionsteilchen der Kreide von Mecklenburg in der oben genannten Arbeit auch geäußert habe. Diese senonen Ablagerungen sind also im Gegensatz zu denjenigen Rügens oder Möens und weiterhin der Kalke des Muschelkalks oder des weißen Jura, soweit sie Kieselknollen führen, im Strömungsbezirk zur Sedimentation gelangt.

Das ist insofern von Wichtigkeit, als in Buchten eine Konzentration von Lösungen irgendwelcher Art vor sich gehen konnte. Eine solche enthielt in unserem Falle Kalk und Kieselsäure, welche sich in einem verschiebbaren Gleichgewicht befanden. Dies zeigt das periodische Auftreten der Feuersteine in Form von Bänken.

---

[4]) P. DORN, Geol. Betrachtungen über Kieselknollen d. Malm d. Erlanger Gegend. Erlanger Heimatbuch. II. Bd. 1925.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

welche durch Kalklagen getrennt werden. Während in den ersteren kieselsäureliebende Organismen, vor allem Schwämme, vorkommen, fehlen diese in den kalkigen Zwischenlagen. Das periodische Zuwandern der Schwämme deutet darauf hin, daß von Zeit zu Zeit das Gleichgewicht zugunsten der SiO_2 verschoben wurde. Die genannten Organismen sind feine Indikatoren für diesen Vorgang und deuten den Beginn der Kieselsäurekonzentration an. Doch bald wurde diese so groß, daß die Schwämme eingingen; hieran schloß sich die Ausfällung der Kieselsäure an.

Hierdurch wurde das Gleichgewicht in dem Sinne verschoben, daß nun bald wieder der Kalk in der Lösung vorwaltete, weshalb es nun zum Absatz von Kreide kam. Dieses Pendeln um die Gleichgewichtslage wiederholt sich auf Rügen oder Möen sehr oft.

Wesentlich ist für die Herkunft der Kieselsäure, welche die Kieselknollen zusammensetzt, daß in diesen viel mehr Kieselsäure vorhanden ist als in den entsprechenden Schwammskeletten. Sie kann also nicht, wie von verschiedenen Autoren angenommen wird, aus den letzteren allein stammen. Dies zeigen auch die mikroskopischen Bilder. Der größte Teil der Kieselsäure muß aus der Lösung herkommen; sie ist aber nicht nachträglich durch die feste Kreide eingedrungen, sondern ist, wie aus den obigen Auseinandersetzungen hervorgeht, im Meerwasser vorhanden gewesen und aus diesem ausgeschieden worden.

M. E. stammt die Kieselsäure, welche die Kieselknollen zum größten Teil zusammensetzt, von Fennoskandia. Wir befinden uns auf Rügen oder Möen am Rande des epirogenetisch absinkenden Festlandes. Durch diese Bewegung ist die große Mächtigkeit der Kreide verständlich. Fennoskandia muß damals eine Fastebene gewesen sein, auf welcher die chemische Verwitterung gegenüber der mechanischen vorwaltete. Unter dem Einfluß eines tropisch-bzw. subtropisch-humiden Klimas kam es zur Kaolinisierung unter Freiwerden der Kieselsäure, welche dem Meere zugeführt wurde. Außerhalb des Strömungsbereiches fand, wie gesagt, eine Konzentration derselben und darauffolgende Ausfällung statt in bestimmten zeitlichen Abständen, wodurch sich eine modifizierte rhythmische Ausfällung ergibt.

Durch Strömungen wurde die Kieselsäure, selbst wenn sich ihre Anwesenheit durch das Auftreten von

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Schwämmen, wie im Senon Mecklenburgs, verrät, weitertransportiert. Es konnte nicht zur Konzentration kommen. Allerdings kann es auch sein, daß noch der Umstand eine Rolle spielte, daß nämlich die SiO_2 direkt an der Küste ausgefällt wurde und deshalb in der Gegend von Warnemünde nicht die nötige Konzentration erreichte.

Unter Zuhilfenahme der Strömungen wird auch verständlich, daß die Kieselnadeln der im Mecklenburger Senon häufig auftretenden Schwämme wohl aufgelöst werden konnten, daß aber die SiO_2 im Kalk nicht an irgendeiner Stelle ausgeschieden wurde. Sie wurde eben durch die Strömungen fortgeführt. Es kann aber auch vorkommen, daß die Kieselsäure der Schwämme aufgelöst und an irgendeiner anderen Stelle ausgeschieden wurde, wie dies im Arnagerkalk auf Bornholm der Fall ist. Es kann sein, daß hier während der Sedimentation der Kreide Strömungsstörungen unkontrollierbarer Art stattgefunden haben.

Ein Wort ist schließlich noch über die Umwandlung der ursprünglich im Solzustand befindlichen Kieselsäure in den Gelzustand zu sagen. Nachgewiesen ist die Ausflockung durch Elektrolyte, wie Kochsalz oder doppelkohlensauren Kalk, welche in dem Kreide- und auch Muschelkalk- und Malmmeer die Ausflockung übernahmen.

Die kieselsäureliebenden Organismen wirkten nur als K i e s e l s ä u r e f ä n g e r.

Die V e r h ä r t u n g der Kieselsäure hat wohl erst langsam im Kalkschlamm bei dessen Erhärtung stattgefunden.

N a c h t r ä g l i c h entstanden sind die Chalzedone oder Opale im Innern der Feuersteine. Verwitterungserscheinungen sind die Ringe, welche man an Kieselknollen auf sekundärer Lagerstätte sehr häufig beobachtet.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Über das Alter des Wollenbergquarzites bei Marburg (Lahn).

(Bemerkungen in der Diskussion zum Vortrage von H. Schmidt auf der Hauptversammlung in Münster i. W. am 13. August 1925.)

Von Herrn Carl W. Correns in Berlin.

Bei der geologischen Aufnahme des Blattes Buchenau (westlich Marburg) bin ich auf Grund der Lagerungsverhältnisse, wie auch Herrn H. Schmidt bekannt war, zu ganz ähnlichen Ergebnissen gekommen, wie dieser auf Grund der Fossilien. Der bisher ins Silur gestellte Klippenquarzit des Wollenbergs, der im Streichen des Kellerwaldquarzites etwa 30 km südwestlich zutage tritt, liegt zwischen sicherem unteren Oberdevon („Gladenbacher Kalk") und den Kulmkieselschiefern. Seine hangendsten Partien sind dünnplattig und bilden, wenn sie mit den Kulmlyditen zusammen spezialgefaltet sind, die dort als „Schiffelborner" bezeichneten Schichten. Die Identität der Lydite mit Kulmlyditen ist durch vergleichende petrographische Studien[1]) sichergestellt. Der Quarzit wurde zum oberen Oberdevon gerechnet, weil dieses in der Nachbarschaft klastische Sedimente enthält. Es konnte jedoch auf Grund dieses Umstandes und der Lagerungsverhältnisse allein nicht sicher entschieden werden, ob der Quarzit ins obere Oberdevon oder ins Unterkarbon gehört.

Diese Ergebnisse wurden im Sommer 1923 gewonnen und in meinem (unveröffentlichten) Aufnahmebericht von 1923 bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt niedergelegt.

---

[1]) Correns, C. W.: Beiträge zur Petrographie und Genesis der Lydite (Kieselschiefer). Mitteil. d. Abt. f. Erz-, Salz- und Gesteinsmikroskopie, herausgeg. v. d. Preuß. Geol. Landesanst., Berlin 1924.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Diluvialfragen des Industriegebietes[1]).

(Vortrag, gehalten am 14. August 1925 auf der Hauptversammlung in Münster i. Westf.)

Von Herrn Ed. Wildschrey in Duisburg.

Die Geologische Gesellschaft für den Industriebezirk (Essen) hat sich seit sechs Jahren hauptsächlich die Aufklärung des Rhein-Ruhr-Diluviums zur Aufgabe gesetzt. An den Untersuchungen beteiligten sich vornehmlich die Herren Löscher (Essen), Steinmann jr. (Essen), Wildschrey (Duisburg).

Sowohl am Rhein wie an der Ruhr gibt es drei große diluviale Terrassen: Hauptterrasse, Mittelterrasse und Niederterrasse (wobei die Frage, ob sich die Hauptterrasse evtl. noch spalten könnte, einstweilen noch nicht spruchreif erscheint). Das Kernproblem, von dem alle Herren ausgingen, war die Frage: Welcher der drei Terrassen entspricht der Vorstoß der nordischen Hauptvereisung (E_2 oder Saale-Eiszeit), die bis zum Niederrhein vorgedrungen ist? Von allen drei Herren wurde unabhängig voneinander in verschiedenen Gebieten übereinstimmend festgestellt, daß hier nur diejenige Terrasse in Frage kommen könne, die als tiefste noch Löß trägt, die sich nur wenig über der Niederterrasse erhebt und die Gustav Steinmann (Bonn) im stratigraphischen Sinne als Mittelterrasse bezeichnet. Da diese als Äquivalent der Rißeiszeit aufgefaßt wird, so ist jetzt zwischen dem alpinen und dem nordischen Glazial eine feste Brücke geschlagen, und zwar in dem Sinne E_2 (Saale-Eiszeit) = Mittelterrasse = Rißeiszeit.

Fast genau wie am Niederrhein liegen, wie die der diesjährigen Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft vorhergegangenen Exkursionen ergaben, die Verhältnisse an der Weser.

---

[1]) Ein genauerer Bericht über die Untersuchungen der einzelnen Herren wird erscheinen: von H. Steinmann und Ed. Wildschrey in den Sitzungsberichten des Niederrheinischen Geologischen Vereins für 1924, von Herrn Löscher in: Heimatbuch für Stadt- und Landkreis Essen, Verlag Diesterweg, Frankfurt a. M. 1925

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Darüber hinaus gelangte der Vortragende am Niederrhein zu Ergebnissen, die auf das Gesamtbild und die Ursachen der Terrassenerscheinung Licht werfen. So zwingen die niederrheinischen Verhältnisse, den ganzen Terrassenrhythmus als Ausdruck eines periodischen Klimawechsels aufzufassen. Jeder der großen Terrassen entspricht eine Eiszeit. Ihr Schotterteppich zeichnet sich durch Reichtum an Geröllen aus, deren Durchmesser sogar bis über 1 m steigen kann. Diese Gerölle sind offenbar das Produkt einer unstetigen Zerstörung, d. h. Zersprengung des anstehenden Gebirges durch Spaltenfrost.

Der Erosionshang zwischen den Terrassen muß dann je einer Zwischeneiszeit entsprechen. (Der hohe Erosionshang zwischen Haupt- und Mittelterrasse, der alle übrigen Abstände um ein Vielfaches übertrifft, beweist die lange Dauer der ersten warmen Zwischeneiszeit, die den größten Zeitraum des ganzen Diluviums in Anspruch nimmt.) Ein solcher Erosionshang setzt aber eine allgemeine Hebung des Landes voraus. Wenn trotz dieser Hebung während der einzelnen Eiszeiten noch angeschottert werden konnte, so beweist das, daß durch die glaziale Gebirgszerstörung nicht nur die Korngröße, sondern auch die Gesamtmenge des Schotters sehr stark in die Höhe gesetzt wurde. Die Flüsse konnten die Mengen nicht mehr bewältigen, und trotz der Hebung wurde nicht mehr erodiert, sondern angeschottert — Schotterterrasse!

Während der warmen Zwischeneiszeit dagegen ist die Gebirgszerstörung an Masse weit geringer. Der in dieser Zeit entstandene Schutt kann bequem fortgeführt werden und findet höchstens als Schleifpulver für die Erosion Verwendung. Nur in den Senkungsgebieten können die Massen sich absetzen (Niederrheinische Bucht zwischen Rhein und Niers, Mainzer Becken mit Mosbacher Sanden, Heidelberge Sande — heutiges Po-Gebiet, altpliocäne Kieseloolithschotterterrasse, oligocäne und miocäne Süßwasserabsätze usw.). In all diesen Fällen aber zeigen sich die Absätze überwiegend als feinkörnige Massen von Sand und Ton. Offenbar gehen diese, wie überhaupt die meisten Sedimente, auf eine anders geartete, mehr stetige Verwitterung des Gesteins zurück als in der Eiszeit, d. h. eine allmähliche Zermürbung des anstehenden Gebirges: Sandstein zu Sand, Schiefer zu Ton. Diese zweite Art der Verwitterung, die von der ersten grundsätzlich verschieden ist, wird immer durch ein warmes Klima verursacht. Als begünsti-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

gende Faktoren kommen hinzu die chemischen Wirkungen von Feuchtigkeit und organischen Säuren, vor allem der Humussäuren (mitteltertiäre Verwitterungsoberfläche am Herrchenberg im Brohltal, jungpliocäne Verwitterungsoberfläche am Hingberg bei Mülheim-Ruhr). — — —

Redner faßt von dem zentralen Landrücken zwischen Rhein und Niers den ganzen nördlichen, vorwiegend aus Sand und Schlick bestehenden Teil von Kloster Kamp an als Erste Zwischeneiszeit auf, die Inselberge im Raum Krefeld—Mörs dagegen als aufgestauchte Mittelterrassenpartien bzw. Absätze aus dem Ende der Ersten Zwischeneiszeit. Wenn beide bisher von der Forschung als Hauptterrasse aufgefaßt wurden, so erklärt sich dies dadurch, daß die feinen petrographischen Merkmale, ferner der Einfluß der glazialen Stauchung, vor allen Dingen die Wirkung der altdiluvialen tektonischen Störungen und ihr Einfluß auf die Höhenlage nicht genügend gewürdigt wurden.

Zum Schluß berichtete Redner dann noch, daß die beiden kürzlich in Dorsten zutage geförderten menschlichen Schädeldecken in der Niederterrasse, und zwar in der Basaltschicht, gelegen hatten, zusammen mit diluvialen Großsäugern. Sie können also nicht jünger sein als Beginn der letzten Eiszeit.

Untersuchungen über die Faziesverhältnisse im Unter-, Mittel- und Oberdevon des südlichen Sauerlandes.

(Vortrag, gehalten am 13. August 1925 auf der Hauptversammlung zu Münster i. Westf.)

Von Herrn W. Henke in Siegen.

Zwischen dem Unterdevon des Ebbesattels und dem Unterdevon des Siegener Sattels ist durch Einfaltung ein größeres Gebiet von Mitteldevon, Oberdevon und Unterkarbon erhalten geblieben, das ermöglicht, die Faziesverschiedenheiten dieser Schichten im nördlichen und südlichen Sauerland zu vergleichen und stratigraphisch zu klären.

Ohne die geologische Spezialkartierung dieses Gebietes, die von W. E. Schmidt und mir in den Jahren 1911 bis

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

1919 durchgeführt wurde, wäre es nicht möglich gewesen, diesen fast in allen Schichtengliedern zu beobachtenden Faziswechsel so zu klären, wie es die moderne Stratigraphie erfordert. Das große Verständnis, das die Direktion der Geologischen Landesanstalt diesen zeitraubenden Arbeiten entgegenbrachte, erlaubte es, durch vergleichende Studien andere Devongebiete kennenzulernen und dadurch eine weitgehende Klärung der Stratigraphie des Devongebietes des südlichen Sauerlandes herbeizuführen.

Das anscheinende Fehlen der mächtigen Schichtenfolge von sandig-tonigem oberen Mitteldevon und von Massenkalk auf dem Südflügel der Attendorn—Elsper Doppelmulde sowie das dichte Heranrücken des Unterdevons an das Oberdevon im S der Doppelmulde veranlaßte früher die Annahme von großen Überschiebungen und streichenden Störungen. Ich verweise auf die geologische Karte der Revierbeschreibung Olpe—Arnsberg, wo diese Ansicht zum Ausdruck gekommen ist. Später wurde der Versuch gemacht, die außerordentlich schroffen Faziswechsel in den verschiedenen Formationsgliedern in alpinem Sinne mit großen Überschiebungen zu erklären. Ich glaube aber, daß dieser Versuch jetzt aufgegeben ist.

Durch die Fortschritte der Paläontologie und der Untersuchungsmethoden der paläozoischen Schichten, besonders durch die Schule Denckmanns, ist es uns gegl'ückt, ohne Annahme großer tektonischer Vorgänge auszukommen, um die fast unvermittelt nebeneinanderliegenden Fazies der verschiedenen Stufen zu identifizieren.

Auf der von mir vorgesehenen Exkursion durch die Attendorn—Elsper Doppelmulde habe ich die Absicht, diese häufigen Faziswechsel in ihrer Schroffheit und doch wieder mit leicht zu verfolgenden Übergängen zu zeigen.

Das tiefe Unterdevon, das ebenfalls im N und S verschieden ausgebildet ist, soll hier nicht behandelt werden.

Von dem Hauptkeratophyr, dessen ausgedehnte Decke gut zu verfolgen ist, soll ausgegangen werden.

Über diesem folgt das Oberkoblenz, das als Remscheider Schichten von W her die Attendorner Doppelmulde im N und S umlagert. In ihrer typischen Ausbildung mit Fauna sind die Remscheider Schichten von Olpe bis in die Gegend von Bilstein zu finden. Hier führen sie allerdings eine Faunenvergesellschaftung, die schon seit F. Römer bekannt ist und die ihrer etwas abweichenden Zusammensetzung aus paläontologischen Gründen vorüber-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

gehend dem Siegener Horizont zugerechnet wurden. Südlich von Bilstein schwillt die Mächtigkeit stark an und bekommt durch Einlagerung tuffiger Schichten einen etwas abweichenden Charakter. Weiter nach O gehen die Remscheider Schichten in Sphärosideritschiefer über und bekommen dadurch die Ausbildung der Oberkoblenzschichten südlich und östlich des Siegerlandes. Nördlich der Doppelmulde, auf dem Südflügel des Ebbesattels, nehmen die Remscheider Schichten stark an Mächtigkeit ab, behalten aber ihre Gesteinsausbildung und ihre Fauna. Bei Lenhausen sind sie nur noch 15 m mächtig.

Über dem Oberkoblenz liegt die Cultrijugatus-Zone, die, wie in der Eifel und anderen Gebieten, in eine unterdevonische und mitteldevonische geteilt ist.

Auf dem ganzen Südflügel wurde die unterdevonische in großer Mächtigkeit festgestellt, auf dem Nordflügel dagegen nur noch in geringerer Mächtigkeit in der Gegend von Lenhausen, wo sie teils als Korallenkalk ausgebildet ist. In südöstlicher Richtung geht diese Stufe in Sphärosideritschiefer über. In diesem Horizont ist deutlich eine SW—NO verlaufende Faziesgrenze zu beobachten.

Die mitteldevonische Cultrijugatus-Zone ist auf beiden Flügeln vertreten, im N werden sie als Hobräker Crinoidenschiefer bezeichnet; hier haben sie einen verhältnismäßig hohen Kalkgehalt. Nur der oberste Teil dieser Schichtenfolge hat südlich der Doppelmulde noch die petrographische Beschaffenheit der Hobräker Schichten, die von W. E. Schmidt unter dem Namen Stöppler Tonschiefer von den Orthocrinus-Schichten abgetrennt werden. Durch das Übergreifen dieser nördlichen Fazies auf den Südflügel, besonders auf die östliche Hälfte des Bl. Altenhundem, erhält die Faziesgrenze einen mehr ostwestlichen Verlauf.

Das übrige untere Mitteldevon ist im S als Wissenbacher Schichten zusammengefaßt und steht den Selscheider Tonschiefern und Mühlenberg-Schichten gegenüber. Daß es sich bei den Wissenbacher Schichten nicht um dieselbe Ausbildung wie bei Wissenbach handelt, kam durch die Vermeidung der Bezeichnung Schiefer zum Ausdruck. Wenn auch einzelne Dachschieferversuche nicht fehlen, so tritt doch erst weiter östlich gewinnbares Material auf. Die in unserem Gebiet vorkommenden Goniatiten sind meistens in Kalkschalenerhaltung zu finden gegenüber den verkiesten in den Wissen-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

bacher Dachschiefern. Hin und wieder sind einzelne Linsen mit Brachiopoden zu beobachten; diese Vorkommen sind die letzten Reste der nördlichen Fazies. Die Sandsteine und die Schiefer dieser beiden Ausbildungen haben noch eine große Ähnlichkeit. Die Faziesgrenze in dieser Zone ist ziemlich verschwommen, nach den jetzigen Kenntnissen möchte ich ihr einen etwa im Generalstreichen der Faltung liegenden Verlauf geben.

Im oberen Mitteldevon verläuft die Faziesgrenze mehr nördlich, und zwar von Mecklinghausen nach Serkenrode. Westlich dieser Linie konnten die unteren und oberen Finnentroper Schichten mit teilweiser Unterlagerung eines Tentakuliten-Schieferhorizontes und der Massenkalk unterschieden werden. Östlich der angegebenen Linie liegt über der Tentakuliten-Schieferzone eine Schichtenfolge von sandigen Tonschiefern von stark wechselnder Mächtigkeit, von 35 m bis mehrere 100 m, die die ganze Schichtenfolge des oberen Mitteldevons vertreten kann. Nur ein geringmächtiges Band von Cephalopodenkalken, Cephalopodenschiefern oder Flinzschichten kommen als letzte Reste des sandsteinfreien, kalkigen Mitteldevons vor, an dessen Basis bei Meggen das Schwefelkies- und Schwerspatlager liegt.

Der Rand des Massenkalkes, der in nördlicher Richtung stark nach N umbiegen muß, um bei Balve seinen Anschluß zu finden, hat in der Attendorner Mulde einen starken Einfluß auf die Ausbildung des Oberdevons gehabt. Wo das Oberdevon dem Massenkalk näherkommt oder dem Massenkalk eingefaltet ist, wie der westliche Teil der nördlichen Hauptmulde, ist er sandsteinfrei oder zeigt eine starke Abnahme der sandigen Zwischenlagen. Nur die Büdesheimer Schiefer und Adorfer Kalke, die im allgemeinen, im Anschluß an das kalkige Mitteldevon liegen, sind auch weiter ab vom Massenkalk noch sandsteinfrei. Eine einzigartige Ausnahme zeigt der Adorfer Kalk bei Hespecke, wo er dem Massenkalk aufgelagert ist; hier findet man sandig-glimmrige Zwischenlagen diesem eingeschaltet. Das untere Oberdevon ist geringmächtig; wo es nicht kalkig oder als Büdesheimer Schiefer ausgebildet ist, war nicht festzustellen, ob es fehlt oder in der sandig-tonigen Entwicklung des übrigen Oberdevons mitenthalten ist. Wo das untere Oberdevon als Massenkalk

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

vorkommt, war es wegen Mangel an Fossilien kartographisch nicht von dem mitteldevonischen abzutrennen.

Das obere Oberdevon begleitet in Cephalopodenfazies den Saum des Massenkalkes. Nehdener Schiefer und Clymenienkalke treten infolgedessen nur auf dem Nordflügel der südlichen Hauptmulde und auf dem Nord- und Südflügel der nördlichen Hauptmulde auf. In dieser Mulde vollzieht sich der Übergang zu der tonigen Ausbildung bedeutend früher, als das Aufhören des Massenkalkes zu beobachten ist. Die letzten Reste von Clymenienkalk sind südlich von Fretter zu finden, wo sie mit sandigen Schiefern und Sandsteinen zusammen vorkommen, ähnlich wie dies in der Gegend von Iserlohn zu beobachten ist, wodurch seinerzeit die Umdeutung der Transgression des Fossley von mir erfolgte.

In dem nordöstlichen Teil der Doppelmulde ist in dem sandigen Oberdevon noch ein Gestein vorhanden, das in gleicher Beschaffenheit auch an der Seiler bei Iserlohn zu finden ist. Es sind dies Sandsteine mit Kalkgeröllen, deren Ursprung ich auf abgetragene Kalkklippen im Oberdevonmeer zurückführe. Ich glaube, es also mehr als Brandungskonglomerat auffassen zu müssen. Der Übergang des sandig-tonigen Oberdevons in das sandsteinfreie ist besonders schön auf dem Nordflügel der nördlichen Hauptmulde zu verfolgen.

Einen allmählichen Übergang vom Devon zum Karbon bilden die Étroeungt-Schichten. Zuerst wurden diese von mir als Übergangsschichten dargestellt, bis in der Gegend von Stockum der paläontologische Beweis für die Zugehörigkeit dieser Schichten zum Karbon sichergestellt war. Auch diese Schichten werden von SW nach NO von einem Gesteinszug durchzogen, der die Folge besonderer Meeresverhältnisse in dieser Richtung voraussetzt. Die Zusammengehörigkeit dieser oolithischen, konglomeratischen Gesteine mit denen der Seiler und den oolithischen Kohlenkalken von Velbert hat sich weiter aufrechterhalten lassen.

Aus diesen Ausführungen geht hervor, daß man es in der Attendorner Doppelmulde mit außerordentlich stark wechselnder Gesteinsausbildung in allen Stufen des Mittel- und Oberdevons zu tun hat, der aber im großen Ganzen in einer SW—NO verlaufenden Linie spießeckig zur Faltung liegt und nicht in Mulden- und Sattelfazies unterschieden werden kann.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Briefliche Mitteilungen.

Neue Funde fossiler Flora aus Thüringen.

(Vorläufige Mitteilung.)

Von Herrn W. Gothan in Berlin.

Seitdem im Jahre 1893 in den Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt (N. F. 9, II, 1893) die Flora des Rotliegenden von Thüringen bearbeitet worden ist, hat man nicht mehr viel davon gehört. Es sind zwar seitdem von verschiedenen Lokalitäten neue oder ergänzende Aufsammlungen zum Vorschein gekommen, die jedoch sehr Bemerkenswertes nicht enthielten und nur bewirkt haben, daß die früheren Listen H. Potoniés gewisse Modifikationen und Zufügungen bekamen, die für die Erläuterungen der geologischen Karten verlangt wurden.

Es ist der Zweck dieser Zeilen, auf die in den letzten Jahren gemachten Funde hinzuweisen, die bei Manebach und jüngst bei Friedrichroda gemacht worden sind; es steht zu erwarten, daß aus der letztgenannten Gegend noch weiteres Interessante zum Vorschein kommen wird. Bei Manebach stammen die Funde von den neueren Aufschlußarbeiten an der alten Langgutszeche, deren neue Halde eine ganze Anzahl von schönen Stücken, zumeist bekannter Formen, lieferte. Der Steiger F. Kellner, der bei dieser Grube tätig war, hat durch systematisches Umgraben der Halde eine Unmenge von Stücken gewonnen, die in verschiedene Sammlungen gegangen sind. Die Preußische Geologische Landesanstalt hat seine Tätigkeit unterstützt, und ich selber habe ihm die vorläufigen Bestimmungen geliefert. Unter diesen Sachen befanden sich u. a. zahlreiche Stücke von Pecopteriden (*Pecopteris arborescens*) Brgt, P. Candolleana Brgt, P. Pluckeneti Schloth., *P. pinnatifida* Gutbier mit sehr schönen Fruktifikationen (*Crossotheca*), verschiedene, zum Teil anscheinend neue Arten von Sphenopteriden. *Taeniopteris jejunata* Grand'Eury (darunter Stücke, die die einfache Federung des Wedels zeigen), Calamiten, *Stachannularia tuberculata* Sternb.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

BERG und *Annularia stellata* SCHLOTHEIM, *Asterophyllites equisetiformis* SCHLOTHEIM, Aphlebien u. a. mehr. Über *Pecopteris pinnatifida* bereitet, soviel mir bekannt, Herr HIRMER in München auf Grund dieses Materials eine Publikation vor.

Herr KELLNER hat dann seine ebenso erfolgreiche als dankenswerte Tätigkeit nach Friedrichroda verlegt, wo er besonders im Steinbruch des Gottlob in den Goldlauterer Schichten weiter sammelt. Ich habe erst wenige Proben davon gesehen; unter diesen ist aber ein Fund außerordentlich bemerkenswert, der sich jetzt in der hiesigen Sammlung befindet, während das Gegenstück leider nach Braunschweig gewandert ist. Es handelt sich nämlich um einen Fund von *Gomphostrobus bifidus* H. B. GEIN., der zahlreiche Sporophylle noch an der Achse ansitzend zeigt; ein echter Zapfen scheint nicht zu bemerken, sondern die Sporophylle sitzen an einer dicken Achse an, rings herum um diese, an der sich außerdem noch verschiedene kurze Zweige von *Walchia piniformis* befinden. Die Gomphostrobus-Sporophylle sind von schmal-langgestrecktem Typus. Bereits H. POTONIÉ hat (a. a. O. S. 195. T. 28, 1—3) nach MARION ein Sproßstück bekannt gemacht, das am unteren Ende den Charakter von *Walchia piniformis* trägt, oben aber ein zapfenartiges Organ mit vielen Gomphostrobus-Sporophyllen. Nach dem vorliegenden Stück ist aber möglicherweise 1. keine eigentliche Zapfenbildung vorhanden, 2. scheint aber der Zusammenhang mit *Walchia piniformis* außer Zweifel zu sein. Wenn — was man wohl auch jetzt nicht zu bezweifeln braucht — *Walchia* und *Gomphostrobus* Gymnospermen von Coniferen- oder richtiger Nadelbaumcharakter sind, so spricht unser Fund dafür, daß vielleicht eine neuartige Gymnospermengruppe vorliegt. Es soll aber das Stück hier nicht in seinen Eigentümlichkeiten beschrieben und diskutiert werden, sondern in dieser vorläufigen Mitteilung nur auf seine Auffindung und deren Wichtigkeit hingewiesen worden. Es sind bereits weitere Funde anderer Art von Friedrichroda zum Vorschein gekommen, auf die an spezieller Stelle näher eingegangen werden soll. Herr LIPPS wird sich unter meiner Leitung dieser Dinge genauer annehmen und darüber später eingehend berichten.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 11–12. 1925.

Protokoll der Sitzung am 4. November 1925.

Vorsitzender: Herr DIENST.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erinnert daran, daß in der November-Sitzung vor 50 Jahren Herr TOBELL vor der Gesellschaft seine Inlandeistheorie entwickelt hat. Dazu gibt Herr KÜHN einen kurzen geschichtlichen Rückblick.

Der Vorsitzende macht sodann Mitteilung von dem Ableben des Herrn Professor SAMOJLOFF in Moskau. Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Andenkens an das verstorbene Mitglied von ihren Sitzen.

Als neue Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten und werden aufgenommen:

Herr Direktor Dr. BRUNO MÜLLER in Olmütz in Mähren,
Herr Geologe Dr. CH. E. STEHN in Bandoeng, Java;
Fräulein Studienassessorin ANNA HUNDSDÖRFFER in Königsberg i. Pr.;
Herr Dipl.-Bergingenieur Dr.-Ing. RUDOLF KRAHMANN in Cladow (Havel);
Herr cand. geol. CURT TEICHERT in Königsberg i. Pr.;
Das Mineralogisch-Petrographische Institut der Universität Bonn;
Herr Geologe Dr. SCHARF in Berlin.

Nach Vorlage der zahlreich eingegangenen Druckschriften erteilt der Vorsitzende das Wort

Herrn **ERICH SEIDL** zu seinem Vortrag über: **„Die Gesetzmäßigkeiten der Karbildung in den Nördlichen Kalkalpen“**[1]).

[1]) Der Vortrag soll später in den Abhandlungen zum Abdruck kommen.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Kare sind — in morphologischer Beziehung — Austiefungen und (manchmal zirkusähnliche) Ausweitungen von Talendigungen. Sie sind gegen das Gebirge von steilen Wänden und gegen den Talausgang oft durch eine kleine „Barre" begrenzt. Gesteinstrümmer bilden den „Karboden", der von Schnee- und Eismassen, auch von stehendem Wasser bedeckt sein kann, das dann einen auffallend geringen Abfluß über Tage hat.

Unter den verschiedenartigen Erklärungen, die die Entstehung berücksichtigen, hat zurzeit die wohl die meisten Anhänger, welche die Kare als eiszeitliche Wirkung, als Talbildungen, die durch Ausschürfung von Gletschern erweitert sind, ansieht. Andere Erscheinungen — tektonische Schnitte, Erosionsrinnen, Dolinenbildungen, Spaltenfrost, Gesteinsbeschaffenheit — werden meist nur als vorbereitende oder begleitende Umstände angesehen. Man ist sogar soweit gegangen, Karbildung als Kennzeichen ehemaliger Vereisung anzusprechen.

Ich bin für das Gebiet der Nördlichen Kalkalpen zu dem Ergebnis gekommen, daß dort Karbildung eine Begleiterscheinung der (gesetzmäßig sich vollziehenden) Zerteilung und des Zerfalls von Gebirgsmassen mit der Besonderheit von Sackungserscheinungen im Karbereich ist.

Es ist dies eins der Ergebnisse von Forschungen, die auf der markscheiderischen Aufnahme aller Salzbergbaugebiete (unter Mitwirkung meines Freundes, des Markscheiders und Malers Romed Plank, Dürnberg) beruhen. Gerade in diesen Gebieten treten Kare verschiedener Art und verschiedener Stadien der Entwicklung in höchst bezeichnender Ausbildung auf.

Im Salzkammergut und überhaupt in den Kalkalpen ist die physikalische Beschaffenheit der Schichtenfolge einem schnellen (überall durch Erscheinungen derselben Art gekennzeichneten) Zerfall besonders günstig. Denn die mächtigen Kalkmassen des Jura, der oberen und mittleren Trias, die äußerst leicht zerspalten und die reichen Niederschlagsmengen nach der Tiefe leiten, werden von den Tonmassen der untersten Trias und von dem mächtigen permischen Salzlager unterlagert, plastische Massen, die unter dem Druck des Deckgebirges leicht ausweichen und dessen Zerrüttung fördern.

Kare entstehen in diesem Gebiet durch Zusammenwirken folgender Umstände:

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Unter dem Druck der Hauptgebirgsmasse und unter Zugwirkungen, die von den abströmenden Basismassen ausgehen: Abtrennung von Randteilen der Gebirgsmassen durch Schnitte, die bis auf das Basisgebirge durchgehen.

Infolge der Zerreißbeanspruchung in den so entstandenen Karzonen: Erweiterung der Schnitte unter zirkusähnlicher Ausrundung der Schneiden bis zur völligen Abtrennung von Teilschollen von der Hauptscholle.

Ausfüllung der Spaltzone mit abgeriebenem Gesteinsschutt, der stetig von obenher neu zugeführt wird.

Stetiges Absacken dieser Gesteinstrümmer an der Basis der somit erdfallähnlichen Karzonen, infolge des Abgleitens der plastischen Basismassen und der Wegspülung der auf dem Tonhorizont angesammelten Niederschlagswasser (Subrosion).

In diesen Bergbaugebieten und in den angrenzenden Gebieten beobachtet man je nach der mehr oder minder vollendeten Abtrennung von Gebirgsteilen Kare stärkerer oder geringerer Aktivität. Ist die Abtrennung vollendet, so ist auch das Kar tot und bedeckt mit Vegetation.

Auch in Gebieten, in denen keine Basis-Salzmasse vorhanden ist, läßt sich Karbildung unter den nämlichen Gesichtspunkten der Materialbeanspruchung erklären.

Die aushobelnde Wirkung von Gletschern ist jedenfalls kein notwendiges Moment für Karbildung — ganz abgesehen davon, daß neuere Messungen der Höhe von Karböden in verschiedenen Gebieten gar keine gesetzmäßigen Beziehungen zu Firneiszonen ergeben haben. Die Annahme eiszeitlicher Vorgänge und von Vergletscherungen, lediglich auf den Nachweis von Karen zu stützen (z. B. Japan) erscheint daher verfehlt.

Herr **L. FINCKH** sprach: **„Zur Frage der Altersstellung der Landecker Basalte“**[2]).

Auf Grund von Pflanzenfunden in Tuffschichten im Liegenden des Basaltes vom Grauen Stein bei Landeck wird ein diluviales Alter des Basaltes wahrscheinlich gemacht. Die pflanzenführenden Tuffite stehen in engem Verbande mit alten Bideschottern, auf deren Lagerung unter dem Basalt bereits LEPPLA aufmerksam gemacht hat. Nach freundlichen Bestimmungen von Herrn W. GOTHAN stimmen

[2]) Eine eingehendere Besprechung dieser Frage wird später in dieser Zeitschrift erscheinen.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

die Pflanzenreste (Stiele und Blattabdrücke) mit der lebenden Schilfart (*Phragmites communis*) vollständig überein.

Dazu äußerten sich die Herren MICHAEL, BERG und der Vortragende.

Zum Schluß brachte der Vorsitzende eine briefliche Mitteilung des Herrn **W. WOLFF** über: **„Die Oser von Strausberg bei Berlin“** zur Verlesung[8]).

v. w. o.

DIENST. HAACH.

Protokoll der Wahlverhandlung am 2. Dezember 1925, 6 Uhr nachmittags.

Vorsitzender: Herr KRUSCH.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung zur Feststellung des Wahlergebnisses. Es wird festgestellt: Abgegeben sind 294 gültige und 1 ungültiger Stimmzettel.

Es erhielten Stimmen:

Als Vorsitzender:

Herr KRUSCH 291, die Herren FLIEGEL, MICHAEL und KEILHACK je 1 Stimme.

Als stellvertretende Vorsitzende:

Herr BROILI 290, Herr JANENSCH 289, die Herren BORN, ER. KAISER, PENCK, SALOMON-CALVI, STILLE und ZIMMERMANN I je 1 Stimme.

Als Schriftführer:

Herr BÄRTLING 294, Herr MESTWERDT 294, Herr RIMANN 294, Herr BORN 289, die Herren DIETRICH, RECK, HAACK und JANENSCH je 1 Stimme.

Als Schatzmeister:

Herr PICARD 294 Stimmen.

Als Archivar:

Herr DIENST 294 Stimmen.

---

[8]) Siehe S. *259*.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Als Beiratsmitglieder:

Die Herren KOSSMAT 293, K. ANDRÉE 292, PETRASCHECK 292, DEECKE, FAURA I SANS, SCHUMANN und WEGNER je 290, FLIEGEL und WEDEKIND je 288, BRÄUHÄUSER, SOERGEL und STUTZER je 2, BERGMANN, BRANCA, GOTHAN, GÜRICH, HENNIG, LOTZ, MICHAEL, PAULCKE, RINNE, SALFELD, STEINMANN, STILLE, v. STROMER, JOH. WALTHER, WEPFER, WILSER, WÜST je 1 Stimme.

Demnach sind gewählt:

Zum Vorsitzenden:

Herr KRUSCH.

Zu stellvertretenden Vorsitzenden:

Die Herren BROILI und JANENSCH.

Zu Schriftführern:

Die Herren BÄRTLING, MESTWERDT, RIMANN und BORN.

Zum Schatzmeister:

Herr PICARD.

Zum Archivar:

Herr DIENST.

Zu Beiratsmitgliedern:

Die Herren K. ANDRÉE, DEECKE, FAURA I SANS, FLIEGEL, KOSSMAT, PETRASCHECK, SCHUMANN, WEDEKIND, WEGNER.

Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

v. w. o.

KRUSCH. DIENST. BÄRTLING.

Protokoll der Sitzung am 2. Dezember 1925.

Vorsitzender: KRUSCH.

Herr DIENST verliest das Ergebnis der der Sitzung vorausgegangenen Wahl.

Die anwesenden gewählten Herrn nehmen die Wahl an.

Der Vorsitzende dankt den aus dem Vorstande ausscheidenden Herren für ihre bisherige Mitarbeit.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Als Mitglieder der Gesellschaft werden aufgenommen:

Herr Bergassessor HAUSBRAND in Berlin N 4, Invalidenstraße 44;

Herr Dr. LADISLAUS STRAUSZ in Berlin NW 6, Marienstr. 5.

Herr **P. WOLDSTEDT** spricht über: **„Die kimmerische Phase der saxonischen Gebirgsbildung im subherzynen Becken“**[1]).

Die kimmerische Phase der saxonischen Gebirgsbildung ist im nördlichen Teil des subherzynen Beckens eine ausgeprägte Bruchphase. Sie war hier mit weitgehenden Zerrungen verbunden (Oberes Allertal, Ehmener Störungszone). Auch an der Asse läßt sich eine vorneokome Bruchphase mit Einbrüchen jüngerer Schichten feststellen. Im südlichen Teil des subherzynen Beckens lassen sich Zerrungen bisher nicht nachweisen; hier erscheint der Charakter der Phase noch nicht ganz geklärt. Die kimmerische Phase legte die Grundzüge des heutigen Baus.

Die senone Phase war im Gegensatz zur kimmerischen eine Phase des Zusammenschubs. Sie war in ihren Wirkungen im subherzynen Becken weitgehend durch die kimmerische Phase vorbestimmt; die schmalen Störungs- und Lockerungszonen geben die heutigen Schmalsättel vom Typus der Asse, die Mulden sind durch die Salzabwanderungszonen vorbestimmt; aus den Mittelsätteln im Sinne SCHUHS entstehen die Breitsättel vom Typus des Elms.

An der Aussprache beteiligen sich die Herren HARBORT, WEISSERMEL, SCHNEIDER, HAARMANN[2]), ECKART SCHRÖDER, BÄRTLING, FULDA, BERG und der Vortragende.

v. w. o.

SOLGER. KRUSCH. BÄRTLING.

---

[1]) Der Vortrag soll in ausführlicher Form in dieser Zeitschrift erscheinen.

[2]) Siehe S. *263*.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Briefliche Mitteilungen.

Die Oser von Strausberg bei Berlin.

Von Herrn W. Wolff.

(Mit 3 Textabbildungen.)

Berlin, den 3. November 1925.

Auf der 200 000teiligen geologischen Karte hat K. Keilhack das Diluvium der weiteren Umgebung von Berlin in neuzeitlicher Auffassung dargestellt und dabei eine Anzahl von Wallbergen, deren Bedeutung zur Zeit der geologischen Spezialaufnahmen in dieser Gegend noch unbekannt war, als Oser gekennzeichnet. Der mächtigste und eindruckvollste dieser Oser ist wohl der von Keilhack bei Hoppegarten südwestlich von Dahmsdorf-Müncheberg angegebene. Leider liegt er ungefähr 7 km von der Bahn entfernt und weit außerhalb des Berliner Vorortverkehrs. Ich möchte deshalb auf einen für Exkursionen unvergleichlich günstiger gelegenen und modellartig ausgeprägten Os in der Nähe des Bahnhofs Strausberg aufmerksam machen, der wohl schon dem einen oder anderen Fachgenossen bekannt geworden, meines Wissens aber noch nicht in der Literatur beschrieben ist.

Man findet ihn, wenn man vom Bahnhof in östlicher Richtung an der Bahn entlang wandert, die Bahn auf der Chaussee überschreitet und dann wieder in der vorigen Richtung den die Bahn auf der Südseite begleitenden Fußweg einschlägt. Dabei überquert man zuerst das Bachtal an der Ostseite der Strausberger Vorstadt und alsdann ein Stück Sander-Hochebene, das mit Kiefernwald bestanden ist und in dem sich eine riesige Kiesgrube befindet. Diese Kiesgrube gewährt einen schönen Einblick in den Schichtenaufbau des Sanders und bietet auch die Möglichkeit zum Sammeln von Geschieben. Bemerkenswerterweise kommen nur Geschiebe bis reichlich Kopfgröße vor, während größere Blöcke fehlen. Wir befinden uns eben, wie auch die Keilhacksche Karte lehrt, in einem Sander von nordsüdlicher Erstreckung, der beiderseits von Grundmoränenflächen eingefaßt wird und offenbar eine Ausschmelzungszone im Eise darstellt, in welche von allen Seiten Sand- und Stein-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

geröll hineingespült wurde; es ist selbstverständlich undenkbar, daß die kopfgroßen Gerölle etwa aus dem weit entlegenen Moränengelände nördlich von Strausberg herbeigeschwemmt sein könnten. Weiter gelangt man dann an

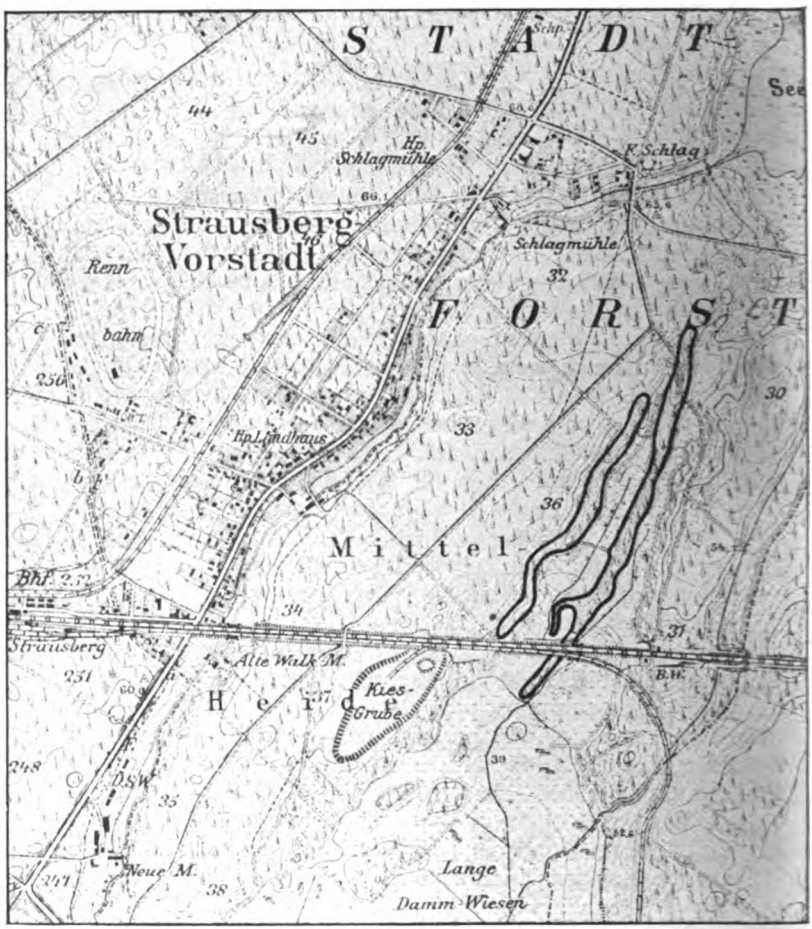


Abb. 1. Lageplan der Oser bei Strausberg.

eine breite Talung, die im Süden den Stienitz-See beherbergt. In dieser von Gehänge- und Quellmooren erfüllten Talung erheben sich verschiedene bewaldete Hügelinseln, die bereits als osartige Gebilde anzusprechen sind.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Nahe dem Bahndamm entwickelt sich dann in der Talmitte ein einzelner Wall, der sich auf der Nordseite (man kann in dem Bachdurchlaß den Bahndamm unterschreiten) zu einem geschlossenen Zuge verlängert, so daß ein insgesamt etwa 1400 m langer Os entsteht. Dieser prächtige mit Kiefern bestandene Os wird rechts und links

Abb. 2. Kamm des östlichen der beiden Oser bei Strausberg.

Abb. 3 Teilansicht des östlichen der beiden Oser bei Strausberg.
W. Wolff phot.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

von Wiesen begleitet; er besteht aus einem ziemlich steilen, durchschnittlich vielleicht 10 m hohen Wall, der in gewissen Abständen knotenartige Erhöhungen und Verdickungen aufweist. Von mehreren dieser Erhöhungen zweigt ein kurzer Nebenos ab, und zwar jedesmal in westlicher Richtung. Im Norden erreicht der Os an der Stelle, wo der Weg nach der Schlagmühle ihn durchschneidet, die linksseitige Hochfläche und verliert sich bald auf derselben. Geht man von dieser Stelle am Rande dieser Hochfläche wieder nach Südwesten zurück, so findet man einen zweiten Os, der den Rand der Hochfläche begleitet und durch einen deutlichen, an mehreren Stellen kesselartig verbreiterten Osgraben von letzterer geschieden ist. Er reicht ungefähr bis zur Bahn. Auch dieser zweite Os, der freilich nicht so schön ausgeprägt ist, wie der erste, entsendet mehrere Abzweigungen nach Südwesten. Die Wiesenniederung zwischen beiden Osern ist mehrfach durch alte Fischteichdämme geteilt, die an solchen Stellen angelegt sind, wo eine Abzweigung der Oser schon fast einen natürlichen Talabschluß herstellte.

Die Strausberger Oser sind bezeichnende Bestandteile des subglazialen Tales, das über Rüdersdorf und Woltersdorf zum Berliner Haupttal zieht und das letztere in so merkwürdiger Weise mittels der Rinnen des Seddin-Sees, des Wermsdorfer Sees und des Crossin-Sees durchquert, ohne von den Talsanden verschüttet zu sein. Diese Erscheinung weist auf die Gleichzeitigkeit der eben beschriebenen Rinnenbildung und der Funktion des Urstromtals hin und ist nur durch die Annahme erklärbar, daß, wie auch Woldstedt neuerdings hervorhebt, der Wasserinhalt der Rinnen gefroren, vom Urstrom übersandet und später im Boden aufgetaut ist. Herr Bärtling macht mich darauf aufmerksam, daß heute noch gewisse Seen in Lappland bis auf den Grund gefrieren.

Man kann die Strausberger Oser bequem in einer Halbtagstour besichtigen; will man sie auf Tagesausflügen besuchen, so empfiehlt es sich, nach der Besichtigung entweder südwärts nach Rüdersdorf zu wandern und den Hauptteil des Tages den mannigfaltigen Erscheinungen dieser Gegend zu widmen, oder das Tal, in dem die Oser liegen, in der Richtung nach Strausberg weiter zu verfolgen. In dieser Richtung tritt der subglaziale, man möchte sagen fragmentarische Charakter dieses merkwürdigen Tales besonders gut in Erscheinung; Erwei-

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

terungen und Verengungen, durchkesselte Sandschwellen, Seen (Herrensee), Wiesen und Erosionsabschnitte wechseln miteinander. Von Strausberg hat man dann die Gelegenheit, wundervolle glaziale Talbildungen auf einer Wanderung nach Tiefensee weiter zu studieren, indem man am Ihlandsee und Lattsee entlang wandert, durch den Grenzgrund zur Försterei Heidekrug hinaufsteigt und von hier nach Westen in den Gamengrund hinabsteigt. Der Gamengrund ist eine wundervolle subglaziale Stromrinne mit Schwellen. Nach Norden vertieft er sich bis unter den Grundwasserspiegel und setzt sich als Gamensee fort. Von dem hohen Damm der Chaußee hat man einen prächtigen Ueberblick über das Trockental und den See zugleich. Uebrigens zieht sich diese Seen- und Trockentalrinne von Tiefensee noch ungefähr 12 km nach Nordnordosten, um schließlich gar nicht weit von der Eberswalder Pforte bei Gersdorf südlich von Hohenfinow zu endigen.

Die kimmerische Phase der saxonischen Gebirgsbildung im subherzynen Becken.

Bemerkung zum Vortrag des Herrn Paul Woldstedt.

Von Herrn Erich Haarmann.

Die vielen und scheinbar unüberbrückbaren Widersprüche, zu denen nach den Ausführungen der Diskussionsredner die Darstellungen des Vortragenden führen, bestehen nur im Rahmen unhaltbarer Anschauungen über Gebirgsbildung. Für mich sind sie nicht vorhanden: im Gegenteil erkenne ich in den vom Vortragenden dargestellten Verhältnissen ein ausgezeichnetes Beispiel für die Ansichten über Gebirgsbildung, welche ich als „Oszillationstheorie" zusammengefaßt und 1921 in der Februarsitzung unserer Gesellschaft bekanntgegeben habe. Die Kenntnis dieses Vortrags muß ich voraussetzen[1]).

[1]) Referiert von Keilhack, Glückauf 1921, S. 202 f. Erst jetzt kann ich den Inhalt dieses Vortrags in Druck geben, meine Ansichten über Gebirgsbildung vgl. jedoch: Zur tektonischen Geschichte Mexikos, Centralbl. f. Min. 1917, S. 178 und Über Stauung und Zerrung durch einmalige und wiederholte Störungen. Diese Zeitschr. 1920, Abhandlg. S. 222.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Mit der Darstellung der geologischen Tatsachen, die der Vortragende gegeben hat, stimme ich nach meiner Kenntnis der Verhältnisse völlig überein, nur deute ich sie anders. Die jungpaläozoisch-mesozoische Sedimentation, die den präsalinaren Untergrund überlagert, bedeutet tektonisch: Senkung. Mit dieser ging die Heraushebung des Harzes Hand in Hand. Auch HARBORT[2]) hält es für möglich, daß der Harz schon früh wenigstens als Schwelle existiert hat, und zwar wegen der verschiedenen Ausbildung des Salzgebirges nördlich und südlich vom Harz. Ich selbst bin hiervon aus diesem und aus Gründen, die ich an anderer Stelle darlegen werde, durchaus überzeugt. Eigentliche Harzgerölle finden wir erst in der Oberen Kreide, so daß erst damals feste Harzgesteine in stärkerem Maße abgetragen worden sind. Auch hier bestätigt sich also die häufige Erfahrung, daß Senkung mit gleichzeitiger Hebung von Nachbargebieten verbunden ist. Aus dem Profil, welches der Vortragende gibt, erkennt man eine nach dem Harz ziemlich gleichmäßig zunehmende Senkung des präsalinaren Untergrundes, der sich nach dem Flechtinger Höhenzug hin allmählich heraushebt. Gegen den Harz besteht also ein Gefälle des Untergrundes, das nach freundlicher nachträglicher Mitteilung des Herrn Vortragenden 3° beträgt, eine Neigung, die bei einer so vorzüglichen Gleitschicht wie dem Salzgebirge für die verhältnismäßig geringen Horizontalbewegungen durchaus hinreicht. Möglicherweise bestanden schon früh die durch Brüche begrenzten Gebirgsblöcke und haben sich diese von vornherein ungleichmäßig gesenkt („Differentialsenkung") und zwar unter Bildung des Gefälles. In diesem Falle wäre die nach dem Harz zu größere Mächtigkeit der Sedimentfolge wenigstens teilweise eine primäre Erscheinung und im hochgelegenen Teil des Gefälles, also nach NO, wo Weißer Jura die jüngsten mesozoischen Schichten bildet, sind möglicherweise niemals alle jungmesozoischen Schichten abgelagert worden.

Die Bildung der Salzstöcke ist nach dem Vortragenden präneokom; eine untere Altersbegrenzung gibt er nicht. Nichts spricht aber dagegen, daß ihre Entstehung schon sehr früh begonnen hat.

Wie anderwärts wird man auch im Niedersächsischen Becken bei genauer Untersuchung der Sedimente die in

[2]) Deutsche Bergw.-Ztg., Jubil.-Nummer 4, 1925.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

diesen abgebildeten tektonischen Vorgänge besser erkennen[3]), besonders wenn man sich erst von der Lehrmeinung freigemacht haben wird, daß gebirgsbildende Bewegungen nur in den Intensitätsphasen vor sich gegangen sind.

In der Richtung des Gefälles, also nach SW, sind die Schichten, lediglich unter Wirkung der Schwerkraft, zusammengerutscht, und es ist nur natürlich, wenn wir am Harz selbst, am Harli und an der Asse Zusammenschub, im höher gelegenen Teil des Gefälles dagegen, also im Dorm und besonders in der Allertallinie, Zerrungserscheinungen sehen. Kompression und Zerrung sind in meinem Sinne keine Gegensätze, sondern zusammengehörige Erscheinungen. Man braucht daher nicht, wie der Vortragende es tat, anzunehmen, daß Zerrung ursprünglich auch in den Kompressionslinien, also im Harli und an der Asse, den Anlaß zum Emporquellen des Salzgebirges gegeben hat — eine Zerrung, die übrigens, wie der Vortragende selbst angab, dort sehr unsicher ist. Ebensowenig braucht man die gegen den Harz hin festzustellende Stauung in eine Phase seitlichen Drucks der Oberen Kreide zu verlegen. Nach meiner Auffassung sind vielmehr Harli und Asse schon ursprünglich unter Kompression emporgequollen, während die nach dem Flechtinger Höhenzug gelegenen Gebiete gezerrt worden sind und dadurch die Raumverkürzungen kompensierten, die in den Kompressionen und dem flachen Faltenwurf der Schichten zum Ausdruck kommen.

In den vom Vortragenden geschilderten Verhältnissen erkenne ich also eine einheitliche, widerspruchslose Folge geologischer Ereignisse: sie sind ein typisches Beispiel für die genetisch zusammengehörigen „Zerrungs-" und „Stauungsschollengebirge" (Stauungsschollengebirge = Bruchfaltengebirge HAARMANN, non STILLE, wie der Vortragende angab)[4]).

---

[3]) Hierzu vgl. z. B. HAACKS Profil östlich Iburg im Führ. z. d. Exkursionen unserer Ges., Münster 1925, S. 47.

[4]) Ähnlich wie ich jetzt und schon früher (z. B. a. a. O. ds. Ztschr. 1920) die Gebirgsbildung des hier betrachteten Gebiets erklärte, hat der Vortragende dies in dieser Zeitschr. 1924, Abhandlg. S. 197f. getan. Diese Auffassung hat der Vortragende jedoch ohne nähere Begründung in der Diskussion widerrufen, ebenso wie schon vorher in seiner Arbeit: Tektonische Skizze der weiteren Umgebung von Braunschweig, 18. Jahresber. des Niedersächs. geolog. Ver. 1925, S. 106.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Die Bedeutung der „Transformation“ des Liegenden von gefalteten Transgressionsflächen.

Von Herrn Otto Seitz in Berlin.

Der Vortrag von Herrn Woldstedt in der Sitzung unserer Gesellschaft am 2. Dez. 1925 über „Die kimmerische Phase der saxonischen Gebirgsbildung im subherzynen Becken“ und die daran anschließende lebhafte Diskussion, bei der z. T. recht verschiedene Ansichten geäußert wurden, gibt mir Veranlassung zu der nachfolgenden kurzen Mitteilung.

Die z. Z. bestehenden Widersprüche in der Auffassung der Tektonik des subherzynen Beckens werden erst dann verschwinden bzw. gemildert, wenn das Ergebnis einzelner orogener Phasen für sich genauer beschrieben werden kann, wenn insbesondere für die präkretazische Tektonik exakte Grundlagen sich ermitteln lassen. Die bisherigen Versuche in dieser Richtung beschränken sich im wesentlichen auf die Auswertung des allgemeinen Bildes der geologischen Karten im großen, von Bohrungen und anderen Beobachtungen. Wenn z. B. das Neokom an einer Stelle über älteren Schichten transgrediert als an einer anderen benachbarten Stelle, so wird dort eine präkretazische Aufsattelung mit einem bestimmten Streichen angenommen. Daß es sich aber hier um ein nahezu rein stereometrisches Problem handelt, daß zunächst einmal die Diskordanzwinkel im Streichen und im Fallen zwischen den transgredierenden Schichten und ihrem Liegenden als notwendigste Grundlage zu ermitteln sind, bleibt ebenso unbeachtet wie die Möglichkeit, hieraus die Lagerungsverhältnisse zu Beginn der Neokomtransgression exakt zu berechnen oder zum mindesten annähernd abzuschätzen.

Denkt man sich nämlich die steil aufgerichteten Neokomschichten um ihre Streichlinien in die Horizontale ge-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

dreht und mit ihnen gleichzeitig die fest verbunden angenommen präkretazischen Schichten[1]) bewegt, dann erhalten diese dieselbe Lage wie zu Beginn der Neokomtransgression.

Haben die Schichten im Liegenden und im Hangenden einer Transgressionsfläche das gleiche Streichen, aber verschiedenes Fallen, so genügt eine einfache Subtraktion, um das Fallen z. Z. der Transgression zu erhalten. Wenn aber auch ein Diskordanzwinkel im Streichen vorhanden ist, so ist die Lösung der Aufgabe erheblich schwieriger; mit dem „Umklappen" des Neokoms in die Horizontale ändert sich nicht nur das Fallen, sondern auch das Streichen der präkretazischen Schichten. Die rechnerische Lösung dieser Drehoperationen, die von EBERT[2]) auf Klüfte angewandt und als Transformation bezeichnet wurde, kann auf mathematischem Wege oder einfacher mit Hilfe des WULFFschen Netzes durchgeführt werden. Ich habe kürzlich über diese Methode ausführlicher berichtet[3]).

Vermutlich sind ähnliche Überlegungen mehr oder weniger gefühlsmäßig schon von manchem Autor angewandt worden. In der Literatur ist mir derartiges (allerdings ohne mathematische Berechnung) nur in einer Arbeit von E. HAARMANN[4]) bekannt geworden. Eine Transformation mit Hilfe der von mir ausgearbeiteten Methode ist zum ersten Male in dem Aufsatz von HAACK[5]) über „Die nordwestfälisch-lippische Schwelle" zu finden.

Im subherzynen Becken und im besonderen am Salzgitterer Höhenzug ist an vielen Stellen das Neokomkonglomerat mit seinem Liegenden aufgeschlossen. Hier besteht die Möglichkeit zu Winkelmessungen über und unter der Transgressionsfläche. Bei einer einmaligen Begehung wird aber kaum ausreichendes Material zusammenkommen; nur durch wiederholte Untersuchung alter und neu entstehender Aufschlüsse kann schließlich ein genügend dichtes Beobachtungsnetz entstehen. Deswegen er-

[1]) Das entsprechende gilt auch für vorneokome Störungsflächen.

[2]) EBERT, Beiträge zur analytischen Tektonik mit einem Beispiel aus dem östlichen Deister. Diese Zeitschr. 1923, Bd. **75**, Abhandlg. S. 46.

[3]) SEITZ, Das WULFFsche Netz als Hilfsmittel bei tektonischen Untersuchungen. „Glückauf" 1924, S. 375.

[4]) HAARMANN, Die Ibbenbürener Bergplatte, ein Bruchsattel, BRANCA-Festschrift 1914, S. 330.

[5]) Diese Zeitschr. 1924, Monatsber. S. *42*.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

scheint es mir notwendig, derartige Winkelmessungen zu sammeln. Sicher sind von manchem Geologen in den guten Aufschlüssen am Salzgitterer Höhenzuge Messungen ausgeführt worden; in der Literatur findet man aber nur sehr wenig und darunter nichts brauchbares, weil die Messungen nicht im Hinblick auf eine später vorzunehmende Transformation gemacht wurden.

Bei den Arbeiten im Gelände ist selbstverständlich auf eines zu achten, und dies muß von dem Geologen in seinem Bericht ausdrücklich erwähnt werden, daß nämlich keine Verschiebung zwischen den beiden Beobachtungspunkten im Hangenden und Liegenden der Transgressionsfläche und auch nicht längs dieser selbst nachträglich stattgefunden hat, daß also Hangendes und Liegendes heute noch in gegenseitig unveränderter Lagerung vorhanden sind. Auch Beobachtungen über Art der Sedimentation sind erforderlich, denn wenn z. B. über dem gefalteten Untergrund das transgredierende Sediment sich in Delta-Schichtung abgesetzt hat, wäre es falsch, auf eine bereits primär geneigte Schichtfläche hin zu transformieren[6]). In günstigen Fällen wird der Geologe das Fallen und Streichen der transgredierenden Schichten und dasjenige der vor der Transgression gefalteten Schichten in einem einzigen Aufschluß messen können. Häufig wird aber nur ein Teil dieser Beobachtungen möglich sein. Auch solche Messungen sollten, sofern sie in der Nähe der Transgressionsfläche liegen, gesammelt werden, im Hinblick darauf, daß bei einer Vergrößerung des Aufschlusses die Beobachtung später ergänzt oder vervollständigt werden kann. Unbedingt zu fordern ist aber, daß die Beobachtungspunkte auf das genaueste in eine Karte[7]) eingetragen werden.

Im Laufe der Jahre dürfte wohl ausreichendes Material zusammenströmen, dessen Bearbeitung und Verwertung mit den übrigen geologischen Beobachtungen unsere Auffassung der Tektonik einen wesentlichen Schritt vorwärts bringen wird. Auf das sub-

---

[6]) Die Lage der Transgressionsfläche selbst dürfte wohl meistens von geringer Bedeutung sein.

[7]) Ob hierbei der Maßstab 1 : 25000 in jedem Fall ausreicht, wird sich aus der Praxis ergeben; gegebenenfalls muß eine Krokizeichnung von der Lage der beiden, zueinander gehörigen Messungen im Liegenden und Hangenden der Transgressionsfläche angefertigt werden.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

herzyne Becken im besonderen angewandt, wäre in erster Linie auf sicherer Grundlage als bisher eine Rekonstruktion der präkretazischen Tektonik möglich. Dann würde auch der heutige Gebirgsbau besser zu erklären sein und außerdem neues Licht auf Probleme fallen, die damit zusammenhängen: Die Paläogeographie der Unteren Kreide und die Entstehung der Neokomeisenerze.

Manuskript eingegangen am 8. Dezember 1925.

Ein Vorkommen jungvulkanischen Gesteins bei Brixen a. E. (Südtirol).

Von Herrn R. v. Klebelsberg in Innsbruck.

Gelegentlich eines Osteraufenthaltes 1925 in Südtirol erzählte mir der Brixner Arzt Dr. Ignaz Mader, ein um die Heimatforschung sehr verdienter Mann, von merkwürdigen Schlacken, die auf einem Berge nahe Brixen vorkämen; mit der Gegend vertraute Leute, insbesondere Jäger, wüßten schon lange davon, Mader selbst ist vor Jahren durch einen Jagdgefährten, Herrn Dr. med. Anton Desaler (Bozen), auf die Stelle aufmerksam gemacht worden. Soweit eine Erklärung des Vorkommens überhaupt versucht wurde, sei sie in urgeschichtliche Richtung gegangen.[1])

Diese Mitteilung begleitete Mader mit der Vorzeigung einiger Gesteinsstücke, die z. T. nicht anders denn als Bimsstein zu bezeichnen waren.

Auf meine Bitte führte mich Mader alsbald an die Fundstelle. Sie liegt, ungefähr eine Gehstunde NNO von Brixen, auf der Höhe des höchsten der Elvaser Köpfe, des sog. Mair- oder Guggenhaus-Bühels, etwa 920 m ü. M. Es ist das eine stumpfe, gletschergerundete Felskuppe, z. T. mit Moränenschutt bedeckt, von schütterem

[1]) Vgl. A. Egger, Vorgeschichtliche Ortsbeschreibung des Natzerberges bei Brixen. Forschungen und Mitteilungen zur Geschichte Tirols und Vorarlbergs. XIV, 1917, S. A. S. 7.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Föhrenwald bestanden. Der Fels ist Quarzphyllit bis Glimmerschiefer, wie er in der Brixner Gegend herrscht. der Moränenschutt, der ihn z. T. bedeckt, führt außerdem Granit und Gneise aus den weiter nördlich vom Eisakt. an die Nordseite des Pustertals hinüberziehenden orographisch zentralalpinen Zonen.

Aus dem Waldboden am Scheitel der Kuppe schauen nun wie Reste von Grundmauern kleine Partien einer harten Brekzie vor. Hauptsächlich sind es zwei Partien. eine größere, die in SW—NO-Richtung etwas längsgestreckt ist, und eine kleinere in derselben Streichungsaxe etwa $1\frac{1}{2}$ m weiter NO. In der weiteren Fortsetzung des Streichens nach NO folgen noch ein paar ganz kleine Vorragungen gleichen Materials. Mit ihnen mißt das Gesamtvorkommen an 5 m Längserstreckung. Die größte beobachtbare Mächtigkeit, rechtwinklig zu der angenommenen Längserstreckung, beträgt $1\frac{1}{4}$ m, das Vorragen über den Boden bei den beiden ersten Partien $\frac{1}{4}$—$\frac{1}{2}$ m. bei den übrigen noch weniger. Die Vorragungen fallen gegenüber der sonstigen stumpfen bis gerundeten Kuppenform auf durch ihre Schroffheit und Ungeschliffenheit, sie lassen nur die Anzeichen randlichen Abbröckelns erkennen. Abgebröckelte Stücke liegen am Hange südöstlich unter der Kuppenhöhe herum. Sonstige Aufschlüsse fehlten von Natur aus, im besonderen war der unmittelbar umgebende Boden nicht erschlossen, nur aus dem Mangel von Felsaufschlüssen konnte gefolgert werden, daß er an dieser Stelle von Moränenschutt gebildet wird. Erst ein paar Meter weiter nördlich und östlich kommt der anstehende, stark metamorphe Quarzphyllit zum Vorschein.

Die Brekzie ist, wie man am besten an den Abbröckelungsstellen sieht, zusammengesetzt aus regellos angeordneten eckigen und kantigen, nur untergeordnet auch mehr oder weniger gestumpften Stücken des Schiefers, wie er in den nächsten Felsaufschlüssen ansteht. Die Mehrzahl der Schieferstücke sind rotgebrannt, wodurch auch die Brekzie stellenweise ein rötliches Aussehen erhält. Ähnliche Rotfärbung zeigt, wenigstens teilweise, auch der Schiefer der nächsten Felsaufschlüsse. Wennschon derartige Rotfärbungen beim Brixner Quarzphyllit auch sonst öfters vorkommen und insofern nicht ausgeschlossen werden kann, daß die roten Schieferstücke der Brekzie anderswoher stammen oder daß die Rotfärbung der Stücke wie des anstehenden Schiefers schon älteren Datums ist, fällt

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

die Übereinstimmung und die örtliche Beziehung zum Auftreten der Brekzie doch gleich auf.

Wie das Format der Stücke ist auch ihre Größe ganz verschieden, von kleinen Splittern bis zu ansehnlichen Blöcken, die größten messen etwa 30 cm längster Dimension. Viele Stücke sind angeschmolzen und schlackig und dann z. T. unmittelbar durch Anschmelzung miteinander verbunden, im übrigen aber sind die Stücke durch eine grünlich- bis bräunlich-graue deutlich bimssteinartige Zwischenmasse verkittet, die stellenweise auch etwas größere Lücken und Hohlräume ausfüllt. Die Bimssteinmasse ist in ihrer Beschaffenheit und Verteilung grundsätzlich unabhängig von dem durch sie verkitteten Material, ab und zu zeigen sich zwar Übergänge in angrenzende Gesteinsstücke, meist aber bleibt sie gegen diese ganz scharf abgegrenzt.

Den weitaus vorherrschenden Schieferstücken gesellen sich in der Brekzie vereinzelt Stücke anscheinend (vielleicht nur stärker metamorpher) ortsfremder Gneise, besonders aber auch solche von Granit hinzu und zwar von typischem „Brixner Granit", wie er in Menge im Moränenschutt der Gegend vorkommt. Die Granitstücke unterscheiden sich dabei auch in der Form von der Mehrzahl der Schieferstücke, sie sind im Gegensatz zu diesen ausgesprochene Gerölle (10—15 cm Durchmesser).

In angeschmolzenen Gesteinspartien finden sich ganz vereinzelt von der Schmelzmasse Strukturen nach Art verwitterten Holzes abgebildet, nirgends aber konnten Kohlespuren gefunden werden.

Der mikroskopische Befund einer möglichst unversehrten, d. h. nach makroskopischer Beurteilung von dem verkitteten Gesteinsmaterial möglichst wenig beeinflußten Bimssteinpartie ergab als Hauptbestandteile Quarz (in Körnern und Splittern, oft angeschmolzen) und Glas (anscheinend nicht homogen, teils farblos, teils schmutzig braun, teils, um Erzkörnchen herum, violett). Dazu kommt wenig Erz, z. T. Körner, z. T. Skelette, vermutlich Magnetit, im braunen Glas eingeschlossen sind ferner lange, sehr dünne, gerade auslöschende Nädelchen γ // Längsrichtung, von wirrstrahligen oder tannenbaumartigen Wachstumsformen.

Die chemische Analyse des gleichen Materials, welche mir in freundlichstem Entgegenkommen Herr Hofrat Prof. Dr. Max Bamberger in seinem Laboratorium an der Technischen Hochschule in Wien durch Herrn

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

R. HAMPE (der auch den Köfelser Bimsstein[2]), für Herrn W. HAMMER, analysiert hat) durchführen ließ, ergab das nachstehend mit einigen anderen Analysen in Vergleich gesetzte Resultat. Danach ist es zum Unterschiede von dem liparitischen Bimsstein von Köfels im Oetztale ein mehr trachytisches Gestein, jedoch mit auffallend hohem Gehalt an Al_2O_3 (vielleicht durch Beeinflussung vom Schiefer her zu erklären).

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
Bimsstein der Eruptivbrekzie vom Mair-Bühel bei Elvas (Brixen) . . .	63,20	22,19	6.71	—	1,02	0,73	2,18	3,37	0.45
Trachyt, Auvergne (n. ROSENBUSCH[4]), S. 280) . .	63.53	17,81	3.92	—	1,10	2,31	4,76	5,21	1.16
Trachyt, Ischia (n. ROSENBUSCH, S. 280)	60,33	18,74	2,84	1,29	0,38	1,15	7,15	7,30	0.56
Aegirintrachyt, Siebengebirge (n. ROSENBUSCH, S. 286)	64,21	16,98	6,69	—	0,18	0.49	5,13	4,41	1,[illegible]
Liparitbimsstein, Köfels (n. HAMMER l. c., S. 338 bzw. 240)	74,53	13,60	2,18	—	0,28	1,03	3,43	4,56	0,38

Die Beschaffenheit der Brekzie läßt nach dem Gesagten kaum eine andere Deutung zu als die im Sinne einer gangförmig auftretenden Eruptivbrekzie, welche die Moränenbedeckung der gletschergerundeten Felskuppe noch durchbrochen, dabei Moränenmaterial mit in sich aufgenommen hat, selbst aber vom Gletscherschliff nicht mehr betroffen worden ist, ja vielleicht bei ihrem Aufsteigen schon Holzvegetation angetroffen hat. Eine andere natürliche (z. B. Blitzwirkung) oder eine künstliche Erklärungsmöglichkeit scheint nicht gegeben. Die Heterogenität der verkittenden Bimsstein-

[2]) Vgl. W. HAMMER, Über das Vorkommen jungvulkanischer Gesteine im Ötztal (Tirol) und ihr Alter. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. Wien, Mathem. naturw. Kl., Abt. I, 132. Bd., 1923. S. 329—342. — Derselbe, Ein Vorkommen jungvulkanischen Gesteins in den Tiroler Zentralalpen. Zeitschr. f. Vulkanologie, Bd. VIII, 1924, S. 238—243.

[3]) Außerdem Spuren von MnO und Cl.

[4]) Elemente der Gesteinslehre, II. Aufl. 1901.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

massive gegenüber den verkitteten Gesteinsstücken steht jedem anderen Erklärungsversuche entgegen.

Das oberflächliche Aussehen der Brekzie ist so, daß einem unter anderen Vorkommensverhältnissen oder wenn höheres geologisches Alter angenommen werden könnte, ein Zweifel an der Eruptivnatur gar nicht in den Sinn käme. Nur das örtlich so sehr beschränkte Auftreten auf der Höhe einer gletschergerundeten Felskuppe und die ganz jugendliche Altersbestimmung, die sich zwangsläufig für die Bildung ergibt, machen stutzig und lassen von vornherein an andere Erklärungsversuche denken, insbesondere solche im Sinne einer künstlichen Bildung, umsomehr, als in unmittelbarer Nähe, wenige Meter nördlich unterhalb, Wallburgspuren vorhanden sind.

Allein auch Lage und Auftreten würden anderseits eine solche künstliche Deutung sehr erschweren. Die Brekzienreste umsäumen nicht etwa die Kuppenhöhe, sondern verlaufen in einheitlicher, geradliniger Längserstreckung schräg-diagonal über sie hinweg. Eine derartige lineale Anordnung irgendwelcher Feuerstätte wäre nicht verständlich. Gegen die Annahme einer Schmelz- oder Schmiedewerkstätte spricht auch die Lage auf der Höhe der Kuppe. Erzlagerstätten sind nicht in der Nähe. Schon das oberflächliche Auftreten läßt übrigens mit Sicherheit erkennen, daß es sich nicht einfach um ein Haufwerk von Schlacken handelt. Für die Deutung im Sinne eines „Schlackenwalles" fehlt jede Spur verkohlter Holzreste (ohne daß durch den Nachweis solcher die eruptive Deutung ausgeschlossen würde).

Um aber immerhin weitere Anhaltspunkte zu gewinnen, insbesondere das Wurzeln der Brekzie im Untergrunde festzustellen, bat ich den in Brixen ansässigen Gymnasialprofessor Dr. Karl Meusburger — der auch eine wertvolle geologische Arbeit über die Gegend geliefert hat[5]) —, er möge zur Schaffung künstlicher Aufschlüsse an der schon ober Tag steilabfallenden SO-Seite der ersten, größten Brekzienpartie in die Tiefe graben lassen. Meusburger führte diese Grabung mit einigen arbeitsfreudigen Studenten vom fürstbischöflichen Gymnasium

[5]) Glazialgeologische Beobachtungen im Brixner Becken. 62. Programm des k. k. Gymnasiums zu Brixen 1912. S. 41 ist das Schlackenvorkommen, nach A. Egger im Sinne einer urgeschichtlichen Feuerstätte, erwähnt.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Vincentinum in Brixen, im Beisein zweier weiterer für die Sache interessierter Professoren dieses Gymnasiums, der Herren KETZLER und ROILO, bis zu ¾ m Tiefe durch und berichtete mir darüber schriftlich und mündlich. Es bestätigte sich, daß die Brekzie, wie nach den oberflächlichen Aufschlüssen zu erwarten war, mit einer ziemlich scharfen, annähernd senkrecht stehenden und im Sinne der angenommenen Längserstreckung verlaufenden Grenzfläche gegen den südostseitig anlagernden Moränenschutt in die Tiefe setzt. Der die Moräne unterlagernde Felsgrund ist in ¾ m Tiefe noch nicht erreicht worden. Die Grenzfläche zwischen Brekzie und Moräne ist nicht vollkommen scharf, da es an ihr verschiedentlich zu Frittungen des Moränenmaterials und zu lokaler Bindung einzelner Moränenbestandteile an die Brekzie gekommen ist, im übrigen aber schied sich der zur Hauptsache lose, unverfestigte lehmige Moränenschutt scharf und unschwierig von der Wand der felsenfest erhärteten Brekzie. Im Moränenschutt nächst der Brekzienwand fanden sich zahlreiche eckig-kantige Schieferstücke, die alle ähnliche Rotfärbung zeigten, wie die Schieferstücke in der Brekzie selbst, die Granitgeschiebe der Moräne wiesen in Brekziennähe ähnlich grusigen Zerfall auf wie manche von jenen, die in der Brekzie mit eingeschlossen sind. Die Frage, ob die Schieferstücke ihre Rotfärbung tatsächlich erst bei der Brekzienbildung erhalten oder aber schon vor ihrer Loslösung vom anstehenden Gestein besessen haben, ist nicht entschieden worden — durch Beobachtung des Verhaltens in geringerer und größerer Entfernung von der Brekzie ließen sich dafür vielleicht bestimmte Kriterien gewinnen. Im Falle gleichmäßigen Auftretens der Rotfärbung näher und ferner der Brekzie würde die Rotfärbung der Stücke wie des anstehenden Schiefers aus dem Komplexe der Erscheinungen, die mit der Brekzienbildung zusammenhängen, ausscheiden. Die eckig-kantige Form der Schieferstücke auch im Moränenverbande erweist jedenfalls ihre autochthone oder zumindest ganz ortsnahe Herkunft.

Wenn schon die künstliche Aufschließung mit den verfügbaren Mitteln nicht bis auf den felsigen Untergrund der Moräne durchgeführt werden konnte, ist doch auch der gewonnene Befund ein weiterer Hinweis auf die eruptive Natur der Brekzienbildung.

Morphologische (Explosions-)Wirkungen konnten nicht beobachtet werden.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Als Eruptivgang hat das Vorkommen zeitliches und räumliches Interesse. Es ist nach jenem von Köfels ein weiteres Beispiel jungen, bis in die geologische Gegenwart hereinreichenden Vulkanismus aus dem Innern der Alpen. Das postglaziale Alter ist dabei noch viel augenfälliger als bei Köfels, weil nicht nur glaziale Formen, sondern auch noch glaziale Ablagerungen von der Eruption betroffen und umgekehrt das Eruptionsprodukt von Moräne beeinflußt worden ist. Räumlich ist bemerkenswert, daß das Vorkommen in einem Gebiete und einem Gesteinsverbande liegt, der von altersher stark vulkanisch beeinflußt worden ist. Mit dem Quarzphyllit der Gegend um Brixen-Klausen ist der Granitit der periadriatischen Zone Kontaktwirkungen eingegangen, in demselben Quarzphyllit setzen die großen Klausner und kleinere Brixner Klausenitvorkommnisse auf, der Quarzphyllit ist ferner durchsetzt von ungezählten Porphyritgängen.

[Manuskript eingegangen am 16. November 1925.]

Die Erhebung der Alpen.

(Nach ostalpinen Befunden.)

Von Herrn R. v. Klebelsberg in Innsbruck.

Die Höhenentwicklung der Gebirge wird meist in unmittelbare Beziehung zu den orogenen, den strukturprägenden Krustenbewegungen gebracht, im Sinne der Vorstellung, daß die Gebirgshöhe unmittelbar der Faltungsintensität entspreche, daß das Gebirge um so höher aufrage, je stärker seine Schichten emporgefaltet worden sind. Die Gebirgshöhe wäre diesfalls eine ursprüngliche, unmittelbar durch die orogenen Bewegungen bedingte und sie könnte, bei strenger Durchführung des Prinzips, nach Maßgabe der Abtragung, nur fort zu abnehmen.

Demgegenüber finden sich in den Alpen allenthalben Anzeichen für ein Aufsteigen des Gebirges, sei es nun, daß sich das Gebirge kontinuierlich mit zeitweiser Steigerung — remittierend — oder überhaupt nur zeitweise — intermittierend — hebt.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Diese Anzeichen sind gegeben in den mehr oder minder breiten, in verschiedenen Höhen weithin entlangziehenden Verflachungen an den Hängen der Täler und höher oben im Gebirge. Diese Verflachungen können, soweit sie, ohne rein selektiv zu sein, im anstehenden Fels liegen, nicht anders aufgefaßt werden denn als Reste älterer Talböden oder solchen zugehöriger Abtragungsflächen, die außer unmittelbaren Zusammenhang mit der Taltiefe gesetzt worden sind. Eine kurze weitere Überlegung ergibt, daß sie nicht einfach verlassen worden sind, weil die Flüsse tiefer eingeschnitten haben, — dann müßten sie im Alpenvorland korrespondierende Fortsetzungen finden — sondern daß umgekehrt die Flüsse tiefer eingeschnitten haben, weil jene älteren Talböden und Oberflächensysteme in die Höhe gerückt sind, hoch über die vom Vorlande gebildete Erosionsbasis hinauf, so daß sie heute alpenauswärts frei in die Luft ausstreichen.

Einem der höchstgelegenen und dabei noch in weiter Ausdehnung erhaltenen dieser alten Oberflächensysteme gehören die Hochfluren im östlichen Abschnitte der Nördlichen Kalkalpen an, beispielsweise die Hochflächen der Reiteralpe, des Steinernen Meeres, des Tennengebirges, die „Plateaus" des Dachstein, des Wiener Schneebergs und der Rax. Für weite Erstreckung ist hier in Höhen von durchschnittlich 2000 m ü. M. die Alpenoberfläche, über Steilabbrüchen zur Tiefe, verflacht zu einem sanften hügeligen Gelände von stärkstens Mittelgebirgsrelief, einem Gelände, in welchem das Flächenhafte so sehr über die Neigungen überwiegt, daß sich im Gegensatz zu den Steilhängen und den tiefen Taleinschnitten der Umgebung die Bezeichnung Plateau dafür eingebürgert hat. Für Horizontalerstreckungen von vielen Quadratkilometern bescheiden sich die Vertikalausmaße der Unebenheiten auf wenige Hundert Meter.

Am steirischen Alpenrande setzen sich die Kalkplateaus der Nordalpen aller Wahrscheinlichkeit nach in die schiefe Ebene der Koralpe fort. Dort ist die Möglichkeit einer oberen Altersbegrenzung gegeben, d. h. mit Wahrscheinlichkeit zu bestimmen, wann spätestens diese Hochfluren ausgebildet waren. Auf die schiefe Ebene der Koralpe greifen nämlich aus der Niederung der Grazer Bucht ein Stück weit tertiäre Schichten hinauf, die als altmiocän angesprochen werden, wonach auch die Fläche spätestens altmiocän ist.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Weiter westlich, in den bayrisch-tirolischen Alpen, sind den Kalkplateaus weitläufige oberste Verflachungen im Hintergrunde der Täler vergleichbar, ganz besonders aber kehren ähnliche Hochfluren auch in den Zentralalpen wieder, wo sie die Firnfelder der Gletscher tragen und daher als „Firnfeldniveau" (CREUTZBURG) zusammengefaßt worden sind. Ob sie auch im Genaueren mit den Hochfluren der östlichen Nordalpen zu parallelisieren sind oder nicht — sicher reicht auch ihre Entstehung weit in die Tertiärzeit, mindestens bis ins Miocän, zurück.

Daß alle diese Hochfluren das Ergebnis alter Abtragungsprozesse sind, geht aus ihrer grundsätzlichen Unabhängigkeit vom geologischen Bau hervor. Sie liegen nicht etwa schichtenparallel wie die Oberseiten von Tafelbergen, sondern sie schneiden die Strukturen. Und die Neigungen sind so sanft, die Tiefenlinien, die im engeren Sinne den Talsohlen entsprechen, verlaufen so flach, daß sie nicht irgendwo weit hinten oder hoch oben im Gebirge entstanden sein können, sondern schon ganz nahe, in geringem Vertikalabstande über der Erosionsbasis ausgebildet worden sein müssen.

Die Hochfluren können darum zur Zeit ihrer Entstehung, etwa um die Wende vom Oligocän zum Miocän — im Genaueren bestehen wohl Altersunterschiede — noch nicht in ähnlicher relativer Höhe gelegen haben wie heute. Sie bildeten damals vielmehr Fußgelände und sind erst nachträglich in ihre heutige Höhenlage gehoben worden.

Diese nachträglichen Hebungen erfolgten nicht durchaus gleichmäßig, sondern zeitlich und räumlich differenziert. Die räumliche Differenzierung äußert sich in bis zu mehrere Hundert Meter messenden Unterschieden der heutigen Höhenlage, die zeitliche Gliederung des Aufsteigens in der Mehrheit der durch Verflachungssysteme getrennten Hangsysteme.

Aus der Unabhängigkeit der Oberfläche vom Gebirgsbau geht anderseits hervor, daß die Strukturen schon früher da waren und die Hochfluren von den strukturprägenden Bewegungen nicht mehr betroffen worden sind, daß also die strukturelle Fertigstellung des Gebirges, zur Hauptsache wenigstens, den Abtragungsprozessen vorausgegangen ist, die zur Ausbildung der Hochfluren geführt haben. Das Höherrücken der Hochfluren, ihre Hebung vom Fußgelände hoch über ihre Erosionsbasis kann daher nicht durch die orogenen

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Krustenbewegungen bewirkt worden sein, sondern muß späteren Hebungsvorgängen zugeschrieben werden, die zum Unterschied von den orogenen die Struktur unberührt ließen, weiträumig, epirogen waren.

Ein sehr wesentlicher Anteil der heutigen relativen Alpenerhebung hat demnach nicht unmittelbar mit den orogenen Bewegungen zu tun, sondern ist durch nachträgliche, räumlich und zeitlich differenzierte epirogene Bewegungen bedingt. Er macht mindestens die Hälfte, gebietsweise fast zwei Drittel aus.

Diese jungen nachträglichen Bewegungen lassen sich durch die ganze jüngere Tertiärzeit bis in die Eiszeit hinein verfolgen und dauern in der geologischen Gegenwart vermutlich fort. Sie wurden in der Eiszeit vorübergehend durch entgegengesetzt gerichtete Bewegungen, regionale Senkungen, Einbiegungen unterbrochen. Solche regressive Stadien der alpinen Höhenentwicklung kommen zum Ausdruck im Rückfälligwerden und in der Verschüttung beträchtlicher Tiefenanteile der Täler in interglazialen Zeiten. Eines der bestbekannten Beispiele dafür ist das Inntal mit seinen schönen Schotterterrassen (Gnadenwald, Weerberg z. B.), die Reste einer bis auf 1000 m Meereshöhe, 400—500 m über die heutige Talsohle, fortgeschrittenen Einschotterung darstellen. Das neuerliche Einschneiden der Flüsse in die Schotterfüllung, ihre Auswaschung bis auf randliche Terrassen und die heutige Talsohle zeigt die neuerliche Hebung an.

Mit der Erhebung der mitteltertiären Fußgelände zu den Hochfluren von heute ist aber erst ein Teil der heutigen Gesamterhebung der Alpen erreicht. Über die Hochfluren ragt höheres Gebirge auf, die Hochregion der Alpen oder das Hochgebirge im engeren morphologischen Sinn. Hier herrschen im Gegensatz zu der flächenhaften Gestaltung der Hochflurlandschaft ungleich steilere, schroffere Formen, steile Hänge und Wände, die Erhebungen sind viel beträchtlicher, das Verhältnis von Höhe zu Basis ist sehr zugunsten der Höhe verschoben. Dabei geht das Hochgebirge nicht etwa allmählich, in allmählicher Zunahme der Neigung und allmählichem Schrofferwerden der Formen aus der Hochflur hervor, sondern beiderlei Formtypen grenzen mehr oder minder scharf gegeneinander, ohne daß die morphologische Grenze

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

irgendwelcher tektonischen oder strukturellen entsprechen würde. Bau und Struktur sind beiden Formgebieten gemeinsam. An dem heutigen Formzustand des Hochgebirges hat ohne Zweifel jugendliche, in der Gegenwart fortdauernde Frostverwitterung Anteil, die scharfe Abgrenzung gegen die Hochflur aber kann damit allein nicht erklärt werden. Es liegen in den Aufragungen über die Hochfluren stehengebliebene Reste jenes älteren, höheren Gebirgskörperteils vor, aus dem durch die alte, vormiocäne Abtragung die Hochfluren herausgeschnitten worden sind. Die Formengrenze entspricht der Zone, bis zu der gebirgseinwärts die Abtragungsvorgänge fortgeschritten waren, die zur Hochflurbildung geführt haben.

Schon im Plateaubereiche der östlichen Nordalpen, wo die Hochflurbildung ihren stärksten Ausdruck findet, die Abtragung der älteren, höheren Aufragungen am weitesten fortgeschritten ist, tritt dieses Verhalten deutlich in Erscheinung; über das Dachsteinplateau z. B. ragen die Hochgipfel der Dachsteingruppe auf. Noch viel beträchtlichere Gebirgsteile erheben sich in den bayrisch-tirolischen Alpen über die den Plateaus vergleichbaren obersten Verflachungen, besonders auffallend aber ist der Formengegensatz in den Zentralalpen. Mit einer Schärfe, für deren rein glazialerosive Deutung alle Versuche versagt haben, grenzt hier die Kamm- und Gipfelregion gegen die Hochfluren des Firnfeldniveaus.

Der Mangel jeglicher tektonischer Abgrenzungsmöglichkeit des höher aufragenden Gebirges gegen die Hochflur weist darauf hin, daß dasselbe *als Aufragung schon bestanden hat zur Zeit, als die Hochflur noch Fußgelände war.*

Es fragt sich nun, welcher Natur dieser *ältere* Erhebungsbetrag der Alpen ist, ob er in unmittelbaren Zusammenhang mit den orogenen Bewegungen steht oder ob auch er durch epirogene Hebungsvorgänge bewirkt worden ist.

Höhere, ältere gut erhaltene Abtragungsflächen, die auf diese Frage ähnlich klaren Bescheid gäben, wie die Hochfluren für den jüngeren Erhebungsbetrag, bestehen nicht mehr. Wohl aber sind noch Hinweise darauf gegeben: in den *Gipfelfluren*[1]).

[1]) Vgl. A. Penck, Die Gipfelflur der Alpen. Sitzungsber. der Preuß. Akad. d. Wissensch. 1919, S. 256—268. — Derselbe, Das Antlitz der Alpen. Die Naturwissensch. 1924, S. 1000—1007. — Siehe ferner diese Zeitschr. 1925, Bd. **77**, Abhandlg. S. 372—390.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Die Gipfelfluren erweisen durch die Unabhängigkeit ihres Verlaufs von den Strukturen des noch erhaltenen Unterbaus, daß auch sie Abtragungsflächen vorstellen und nicht etwa die orogen bewirkte Uroberfläche des Gebirges abbilden. Es wären auch die Abtragungsmächtigkeiten, mit denen wir in der Tektonik rechnen lernten, selbst bei relativ bescheidenen Schätzungen zu groß, als daß man die Uroberfläche schon in oder nahe der Gipfelhöhe annehmen könnte.

Für die weitere Beurteilung der Gipfelflur ist wichtig, daß sie durchaus hoch über der Hochflur bleibt und auch an den Rändern der einzelnen Gruppen hoch darüber frei in die Luft ausstreicht. Der Fall ist bisher nicht bekanntgeworden, daß die Gipfelflur zur Hochflur einer und derselben Gruppe herunterbiegen würde. Aber auch die Annahme scheidet aus, daß Gipfelflur und Hochflur eines und desselben Gebietes nur tektonisch verstellte Stücke eines und desselben Flächensystems wären. Dazu fehlt, wie für den Versuch einer strukturellen Trennung von Hochgebirge und Hochflur, jede tektonische Abgrenzungsmöglichkeit. Beide Flächensysteme greifen ohne vertikale Vermittlung in der Horizontalprojektion so sehr ineinander, daß ihre morphologische Verbindung nicht möglich ist.

Stellt aber die Gipfelflur auch nur innerhalb eines einzelnen Gebietes eine ältere, höher gelegene Abtragungsfläche vor, die sich nicht mit der tiefer gelegenen Hochflur desselben Gebietes verbinden läßt, dann liegen die Dinge, bei der strukturellen Unabhängigkeit, für die Gipfelflur und den ihr entsprechenden älteren Erhebungsbetrag der Alpen grundsätzlich gleich wie für die Hochflur und ihre Erhebung. Es kann auch jener ältere Erhebungsbetrag, dem die Gebirgshöhe über der Hochflur entspricht, nicht unmittelbar orogen sein, sondern es muß auch dieser Höhenanteil auf Rechnung nachträglicher epirogener Hebungsbewegungen gesetzt werden.

Auch diese älteren epirogenen Hebungsbewegungen waren regional differenziert. Das geht aus den Verschiedenheiten in der Höhenlage der Gipfelflur von Gruppe zu Gruppe, oft schon zwischen zwei benachbarten Gruppen, hervor, eine Erscheinung, die A. Penck in seinem Vortrage am Inns-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

brucker Naturforschertag[2]) sehr betont hat. Doch kann es sich dabei nicht um so sehr jugendliche, in die geologische Gegenwart hinein fortdauernde Bewegungen handeln, wie PENCK angenommen hat, ihr wenigstens zur Hauptsache höheres Alter, älter als die Ausbildung und Hebung der Hochflur, wird, abgesehen von der Unmöglichkeit der tektonischen Abgrenzung beider, noch besonders deutlich dadurch erwiesen, daß die Hochfluren jene Schwankungen in der Höhenlage der Gipfelflur nicht, zum wenigsten nicht annähernd so stark mitmachen. In den zentralen Stubaier Alpen z. B. liegt die Gipfelflur bei 3300—3400 Meter, in den benachbarten Sarntaler Alpen bei rund 2700 m, also auf nur 12 km Horizontalabstand um 600—700 m tiefer. Die Hochfluren beider Gebiete gehen ineinander über oder stehen jedenfalls nicht annähernd so hoch voneinander ab.

Zeitliche Differenzierung ist für die älteren Hebungen zwar noch nicht ähnlich exakt nachweisbar wie für die jüngeren, doch möchte ich SÖLCH beistimmen, wenn er eben erst vor kurzem die Vermutung ausgesprochen hat[3]), daß mit der Möglichkeit mehrerer Gipfelflurniveaus übereinander zu rechnen ist.

Die morphologische Betrachtungsweise führt so zu dem Schlusse, daß die Erhebung der Alpen, so wie wir sie heute vor uns sehen, das Ergebnis nachträglicher, epirogener Aufwärtsbewegungen der Kruste ist, die nicht unmittelbar mit den orogenen, strukturprägenden Bewegungen zu tun haben, sondern diesen nachgefolgt sind. Nach Maßgabe der Hochfluren, als besonders schön und weitläufig erhaltener Abtragungsflächen, können diese nachträglichen, epirogenen Hebungsbewegungen in ältere, vormiocäne und jüngere, jungtertiäre geschieden werden. Durch die älteren wurden Abtragungsflächen hochgerückt, die uns heute nur mehr durch Gipfelfluren angedeutet werden, Flächen, die gleichsam nur mehr punktweise erhalten sind, die Abtragungsflächen hingegen, die durch die jüngeren Hebungen hochgerückt wurden, liegen noch in Flächenstücken vor. Ältere wie jüngere Hebungen erfolgten räumlich und zeitlich differenziert.

---

[2]) Naturwissensch. 1924, S. 1000 f. — Vgl. dazu diese Zeitschr. 1925. Bd. 77, Abhandlg. S. 372 f.

[3]) Das Formenbild der Alpen. Geogr. Zeitschr. 1925, S. 193—204.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Für den jüngeren, tieferen Anteil der alpinen Höhenentwicklung hat schon E. Brückner[4]) eine grundsätzlich ähnliche Auffassung vorgetragen. Innerlich verwandt ist gutenteils auch die Ansicht, die K. Oestreich[5]) jüngst vertreten hat.

Von der ursprünglichen, primären Alpenerhebung, jener, die mit den orogenen Krustenbewegungen Hand in Hand gegangen war, ist heute nichts mehr übrig, die orogen bedingte Uroberfläche längst abgetragen. Orographisch sind daher die heutigen Alpen nicht ein Rest, sondern der Nachkomme jenes älteren, primären Alpengebirges, das unmittelbar durch die Alpenfaltung entstanden ist, ein Nachkomme, der mit seinem Vorgänger wohl in der Gebirgsstruktur, nicht aber morphologisch zusammenhängt.

Für das Alter der orogenen Krustenbewegung ergibt die morphologische Betrachtungsweise, in den Ostalpen wenigstens, eine stärkere Zusammendrängung gegen vormiocäne Zeiten hin, als meist angenommen wird; miocäne und jüngere orogene Bewegungen scheinen in größerem Ausmaße nur mehr Randteile des Gebirges betroffen zu haben.

Gegen die aus der Tektonik abgeleitete Annahme großer Abtragungsmächtigkeiten in den Alpen stand bisher die morphologische Schwierigkeit, so große Abtragungsbeträge noch über der heutigen Alpenerhebung zu plazieren; denn wennschon, wie sich in zentralasiatischen Gebirgen zeigt, nicht nur die absoluten, sondern auch die relativen Höhen der Alpen noch sehr steigerbar sind, ist doch nicht bei gleichbleibender Basisbreite eine Steigerung um mehrere oder gar viele Tausend Meter annehmbar. Wenn aber die Alpen im Ausmaße ihrer heutigen Erhebung erst später nachgerückt sind, dann begegnet der Auftrag großer Abtragungsmächtigkeiten auf denselben Krustenstreifen jenem Bedenken nicht — wir kommen bei der vorgetragenen Auffassung vielmehr auch morphologisch zur Annahme sehr bedeutender Abtragungsmächtigkeiten.

Anderseits stimmt das Ergebnis auch zu jenen tektonisch begründeten Annahmen, wonach die Orogenese in größerer Krustentiefe vor sich gegangen ist. Was heute

---

[4]) Alte Züge im Landschaftsbild der Ostalpen. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1923, S. 81—90.

[5]) Over den preglacialen vorm der Oost-Alpen. Tijdschr. v. h. Kon. Ned. Aardrijkskundig genootschap 2e ser. XLII, 1925, S. 551 bis 567.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

von orogenen Strukturen an die Alpenoberfläche tritt, lag ehedem um die ganzen nachträglichen, epirogenen Erhebungsbeträge plus der Mächtigkeit der der Gipfelflurbildung vorausgegangenen Abtragung unter der Oberfläche, also in Krustentiefen von mehreren bis vielen Tausend Metern, wie sie nach Gesichtspunkten der Gefügemechanik und der Gesteinsmetamorphose postuliert werden müssen.

Geophysikalisch reimt sich die Annahme der epirogenen Natur der heutigen Alpenerhebung gut mit den Vorstellungen von der Isostasie zusammen, wonach die Anschoppung leichterer salischer Krustenteile über dem nachgiebigen simischen Grund im selben Maße nach oben rückt, als oben durch Abtrag Entlastung eintritt.

In zwei Punkten freilich scheinen sich Schwierigkeiten zu ergeben. Wenn wir nämlich fragen: wo sind die entsprechenden Abtragungsprodukte und wo sollen wir die Zeit hernehmen für so gewaltige, langandauernde Hebungs- und Abtragungsprozesse?

Es ist ein insbesondere Walther Penck zu dankender wichtiger Fortschritt der alpenmorphologischen Forschung, daß sie sich bemüht, Abtrag in bezug zu Auftrag zu bringen, gleichsam die sedimentäre Abbildung der Abtragungsprozesse aufzuzeigen. Und da fehlt uns für die Nordseite der Alpen die Kenntnis von Aufschüttungsmassen, die der jungtertiären Alpenerhebung entsprächen, nur im Osten und Süden sind solche bekannt. Ampferer[6]) ist daher auf den Gedanken gekommen, die Alpen wären in junger Zeit nach Norden hin auf ihr eigenes jungtertiäres Schuttvorland hinaufgeschoben und dieses dadurch der Beobachtung entzogen worden.

Die zweite Schwierigkeit ist die der Zeit. Je ereignisreicher sich unsere Vorstellungen für die jüngere und besonders die mittlere Tertiärzeit gestalten, um so schwieriger fällt es, alle die Ereignisse in dieser vergleichsweise kurzen Zeit unterzubringen. Besonders gegen die mittlere Tertiärzeit konzentrieren sich mit der Alpenfaltung, der Alpenerhebung und der Alpenabtragung so gewaltige Entwicklungsvorgänge, daß mit der bisherigen, auf die Mächtigkeitsrelation tertiärer Meeresschichten begründeten Schätzung

[6]) Über das Verhältnis von Aufbau und Abtrag in den Alpen. Jahrb. d. Geol. Bund.-Anst., Wien 1923, S. 121—137. — Über die Verwendung der Schuttausstrahlung zur Erkennung von Gebirgsverschiebungen. Ebendort 1925, S. 117—134.

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

der Dauer dieser Zeit nicht mehr das Auslangen zu finden ist.

Gewiß werden sich die Vorgänge, die wir für Zwecke der Darstellung gern nacheinanderreihen, in Wirklichkeit gutenteils gleichzeitig abgespielt haben, immerhin aber sind sie in ihrer Gesamtheit so umfassend, daß eine Erweiterung des Zeitmaßes notwendig erscheint.

[Manuskript eingegangen am 16. November 1925.]

Über den Wasserhaushalt des Inlandeises.

Von Herrn Alfred Jentzsch † in Gießen.

Gießen, den 3. Juni 1923.

Unter obigem Titel hat Herr Woldstedt in der „Geol. Rundschau" (Bd. XIV, S. 3—7) Bemerkungen zu meiner mit gleicher Überschrift ebenda (Bd. XIII, Hefte 6, S. S. 309—314) ausgesprochenen Überzeugung vom erheblichen Mitwirken der Eisschmelzwässer beim Bewegungsvorgang des Inlandeises veröffentlicht. In dem bemerkenswerten Aufsatz meint derselbe zwar, daß meine Ausführungen „zweifellos in vielen Punkten Zustimmung finden" würden, meint jedoch, daß in einem Punkte meine Ausführungen in erheblichem Widerspruch zu stehen scheinen „mit allen Beobachtungen" über Sanderbildungen, insbesondere denen, die er soeben im Jahrbuch der Preuß. Geolog. Landesanstalt für das ostelbische Flachland nördlich des Baruther Haupttales niedergelegt habe. Es könnte gesagt werden, daß die Vorstellung einer Umkehr der Fließrichtung der subglazialen Wasser in den Beobachtungen keine Stütze findet — soweit es sich um einen lebenden Gletscher und nicht um Toteisbildungen handelt. Hierzu möchte ich erklären, daß der sehr dankenswerte Aufsatz des Herrn Woldstedt nach meiner Überzeugung nicht im Widerspruch zu meinem vor Jahresfrist geschriebenen Aufsatze steht, sondern für diesen eine wertvolle Ergänzung und Bestätigung bringt. An dem Beispiel des Mückenburger Sanders, der das bei der Auswaschung des Plöntals fortgeschaffte Material darstellt, zeigt Herr Woldstedt, daß an dem bis — 30 m NN herabreichenden Boden des Madü-Sees die vor dem Eis-

Digitized by Google Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

rande gelegenen Schmelzwässer auf mindestens 100 m zugestaut gewesen sein müßten, während der Talb-See des Plöntals nur bis etwa + 20 m NN aufgeschüttet sei, mithin einen Abfluß durch die Eberswalder Pforte hätte finden können. Herr WOLDSTEDT glaubt nicht, daß sich Verhältnisse, wie er sie bei Potsdam in der Kreuzung zweier Seenrinnen erblickt, durch jahreszeitlich verschiedene Zustandsverhältnisse erklärt werden können, sondern sieht ein Anzeichen von zwei aufeinanderfolgenden Phasen, während meines Erachtens das lebende Inlandeis mindestens stellenweise nicht minder zerklüftet war, als der schwäbische Tafeljura, durch den bekanntlich die Donau in gewissen Jahreszeiten zum Rhein findet. So mögen auch zeitweise subglaziale Rinnen verschiedenster Horizonte sich untereinander oder mit sichtlich unter normalem subaärischen Drucke gebildeten, daher fast eben verlaufenden Rinnen kreuzen, oder in offen gebildete Rinnen übergehen! Das norddeutsche Glazialgebiet bildet hierfür mancherlei Beispiele, so die Kreuzungen der Seen und Täler am Oberländischen Kanal in Ostpreußen, in der Weichselgegend von Thorn bis Marienburg, an den Radaune-Seen und anderwärts[1]).

[1]) Vgl. JENTZSCH, Beiträge zur Seenkunde, Teil III, S. 44, Berlin 1922.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Neueingänge der Bücherei.

AMEGHINO, FLORENTINO, Obras completas y correspondencia cientifica. Dirigida por Alfredo J. TORCELLI. Vol. IV. Zoologia, Matemática. La Plata 1925.

ANDRÉE, K., Karte der Verbreitung der rezenten Meeressedimente und des Treibeises. Aus: ANDRÉE, Geologie des Meeresbodens. Bd. 2. Leipzig o. J.

—, Die natürlichen Rohstoffe in Ostpreußen. — Neuerwerbungen der Sammlungen des Geologischen Instituts. Aus: Schrift. Phys.-ökon. Ges. Königsberg i. Pr. LXIV. Königsberg i. Pr. 1924.

—, Ostpreußens Bernstein und seine Bedeutung, hauptsächlich für Wissenschaft, Kunstgewerbe und Industrie. Aus: Ostdeutscher Naturwart. Breslau 1925.

—, Das Meer und seine geologische Tätigkeit. Aus: SALOMON, Grundzüge der Geologie. Allgemeine Geologie. II. Teil. Stuttgart 1925.

—, Geologische Tätigkeit der Organismen. Aus: Ebenda. Stuttgart 1925.

BÄRTLING, RICHARD, Geologisches Wanderbuch für den Niederrheinisch-westfälischen Industriebezirk, umfassend das Gebiet vom nördlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges bis zur holländischen Grenze. 2. Aufl. Stuttgart 1925.

BECKER, A., Über einen Fund von Giersleben. Aus: Staßfurter Zeitg. Staßfurt 1925.

—, Die geologischen Verhältnisse und die Vorgeschichte von Mehringen. Aus: Ebenda. Staßfurt 1925.

—, Frühneolithische Funde aus der Staßfurter und Leitzkauer Gegend. Aus: Mannus, Ztschft. f. Vorgeschichte. XVII. Leipzig.

BENTZ, A., Die Garantienschichten von Norddeutschland mit besonderer Berücksichtigung des Brauneisenoolithhorizontes von Harzburg. Aus: Jahrb. Pr. G. L.-A. f. 1924. XLV. Berlin 1924.

—, Die Entstehung der „Bunten Breccie", das Zentralproblem im Nördlinger Ries und Steinheimer Becken. Aus: Centralbl. Min. Abt. B. Stuttgart 1925.

BERG, ALFRED, Führer durch die Barbarossahöhle im Kyffhäuser. Rottleben am Kyffhäuser 1924.

BERG, G., Neue Versuche zur Feststellung der relativen Verbreitung seltener Elemente. Aus: Ztschft. prakt. Geol. 33. Halle 1925.

BÖTTCHER, HEINRICH, Die Bochumer Mulde der Karbonablagerung in der Gegend zwischen Dortmund und Bochum. Das westfälische Faltungsproblem. Inaug.-Diss. Bonn. Aus: Glückauf. Essen 1925.

BRENNER, KURT, Die Naturwissenschaft am Wendepunkt! Ein neues Weltbild auf wissenschaftlich einwandfreier Grundlage. Gemeinverständlich dargestellt. Leipzig 1925.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

v. Bülow, Curd, Geologische Heimatkunde von Pommern. 2. Teil. Die Nacheiszeit und die Beziehungen des Menschen zum pommerschen Boden. Aus: Pommersche Heimatkunde. 7. Bd. Greifswald 1925.

Burre, O., Zur Geologie der Gegend von Oberlahr und Peterslahr im Westerwald. Aus: Jahrb. Pr. G. L.-A. f. 1924. XLV. Berlin 1925.

—, Über die Eignung von Gesteinen zu Talsperrenbauten. Aus: Ztschft. prakt. Geol. 33. Halle a. S. 1925.

Dahlgrün, F., O. H. Erdmannsdörffer und W. Schriel, Geologischer Führer durch den Harz. Teil I. Oberharz und Brockengebiet. Aus: Sammlung geologischer Führer 29. Berlin 1925. Teil II. Unterharz und Kyffhäuser. Aus: Ebenda. 30. Berlin 1925.

Deecke, W., Beiträge zur Kenntniß der Raibler Schichten der Lombardischen Alpen. Inaug.-Diss. Straßburg i. E. 1885. Aus: N. Jahrb. Min. Beil.-Bd. III. Stuttgart 1885.

—, Über zwei Fische aus den Angulatuskalken des Unter-Elsaß. Aus: Mitt. Commiss. geol. Landesuntersuch. von Elsaß-Lothr. I. Straßburg i. E. 1888.

—, Über ein größeres Wealdengeschiebe im Diluvium bei Lobbe auf Mönchgut (Rügen). Aus: Mitt. naturw. Ver. Neuvorpommern u. Rügen. 20. 1888. Berlin 1889.

—, Foraminiferen aus den bei Greifswald und auf Wollin erbohrten Kreideschichten. Aus: Ebenda 22. 1890. Berlin 1890.

—, Notiz über ein Nothosauridenfragment. Aus: Z. d. G. G. 47. Berlin 1895.

—, Über *Hexagonaria* v. Hag. und *Goniolina* Roem. Aus: Centralbl. Min. Stuttgart 1901.

—, Zur Eolithenfrage auf Rügen und Bornholm. Aus: Corresp.-Bl. Dtsch. Anthropolog. Ges. Berlin 1905.

—, Konglomeratgneis als Diluvialgeschiebe. Aus: Centralbl. Min. Stuttgart 1906.

—, Diatomeenkieskerne im paläozänen Tone Greifswalds. Aus: Z. d. G. G. 59. Berlin 1907.

—, Interglazialer Torf in Vorpommern. Ebenda Berlin 1907.

—, E. W. Cohen. Aus: Ber. 40. Vers. Oberrhein. Geol. Ver. Lindau 1907.

—, Große Geschiebe in Pommern. Aus: Jahresber. Geograph. Ges. Greifswald. XI. Greifswald 1908.

—, Ein Grundgesetz der Gebirgsbildung. Zweiter Artikel. Der Vulkanismus. Aus: N. Jahrb. Min. 1908. II. Stuttgart 1908.

—, Ein Grundgesetz der Gebirgsbildung. Dritter Artikel. Der Alpenbogen. Aus: Ebenda. Stuttgart 1908.

—, Eine Tiefbohrung in Heringsdorf (Usedom). Aus: Mitt. naturw. Ver. Neuvorpommern u. Rügen. 40. 1908. Berlin 1909.

—, Zur Morphologie und Tektonik Pommerns. Aus: Z. d. G. G. 63. Berlin 1911.

—, Paläontologische Betrachtungen. III. Über Echinoiden. Aus: Centralbl. Min. Stuttgart 1913.

—, Paläontologische Betrachtungen. IV. Über Fische. Aus: N. Jahrb. Min. 1913. II. Stuttgart 1913.

—, Paläontologische Betrachtungen. V. Über Korallen. Aus: Ebenda. Stuttgart 1913.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Deecke, W., Paläontologische Betrachtungen. VI. Über Foraminiferen. Aus: N. Jahrb. Min. 1914. II. Stuttgart 1914.
—, Paläontologische Betrachtungen. VII. Über Crustaceen. Aus: Ebenda. 1915. I. Stuttgart 1915.
—, Paläontologische Betrachtungen. VIII. Über Crinoiden. Aus: Ebenda. 1915. II. Stuttgart 1915.
—, Paläontologische Betrachtungen. IX. Über Gastropoden. Aus: N. Jahrb. Min. Beil.-Bd. XL. Stuttgart 1916.
—, Über Färbungsspuren an fossilen Molluskenschalen. Aus: Sitzber. Heidelberger Akad. Wiss. Abt. B. Heidelberg 1917.
—, Die Wasserfälle des Schwarzwaldes. Aus: Monatsbl. Bad. Schwarzwaldver. Freiburg i. Br. 1919.
—, Einiges über den Bergbau im Schwarzwalde. Aus: Ebenda.
—, Notizen zur Urgeschichte von Baden. Aus: Mitt. Bad. Landesver. f. Naturkunde u. Naturschutz in Freiburg i. Br. N. F. Bd. I. Freiburg i. Br. 1922.
—, Dr. Ferdinand Schalch, Geheimer Bergrat, Badischer Landesgeologe †. Aus: Mitt. Großh. Bad. Geol. L.-A. IX. Heidelberg 1922.
—, Mitteleuropäische Meeresströmungen der Vorzeit. Aus: Sitzber. Heidelberger Akad. Wiss. Abt. A. Berlin u. Leipzig 1923.
—, Über den Pechkohlenschmuck der süddeutschen Spät-Bronzezeit. Aus: Mitt. Bad. Landesver. f. Naturkde. u. Naturschutz in Freiburg i. Br. N. F. Bd. I. Freiburg i. Br. 1924.
—, Das innere System im west- und süddeutschen Thermalphänomen. Aus: Z. d. G. G. 77. Berlin 1925.
—, Die natürlichen Grundlagen des mittelalterlichen Breisgauer Steinschleifer-Gewerbes. Aus: Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. XXIV. Naumburg a. d. S. 1925.
—, Über Kohleschieferbeile aus dem oberbadischen und oberelsässischen Neolithikum. Aus: Ebenda. Naumburg a. d. S. 1925.
—, Studienordnung für Studierende der Geologie. Aus: Geol. Rundschau XVI. Berlin 1925.

Dreher, Otto, The files of the oil geologist. Aus: Bull. Amer. Assoc. of Petrol. Geologists IX. 1925.

Eitel, Wilhelm, Physikalisch-chemische Mineralogie und Petrologie. Die Fortschritte in den letzten zehn Jahren. Aus: Wiss. Forschungsber. Naturw. Reihe. Bd. XIII. Dresden u. Leipzig 1925.

Erdmannsdörfer, O. H., Über Gesteine des Bodegangs in Harz. Aus: Z. D. G. G. 76. Berlin 1924.
—, Eine geologisch-petrographische Pfingstexkursion in Finnland. Aus: Centralbl. Min. Stuttgart 1924.

Fulda, Ernst, Überblick über die Salzlagerstätten Deutschlands. Aus: Kali. Halle 1925.
—, Die Temperatur bei der Bildung der deutschen Zechsteinsalze. Aus: Ebenda. Halle 1925.
—, Das chemische Gleichgewicht bei der Bildung der deutschen Kalisalzlagerstätten. Aus: Ebenda. 1925.
—, Temperatur und Übersättigung der Laugen bei der Bildung von Kalisalzlagerstätten. Aus: Z. D. G. G. 77. Berlin 1925.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Ortsregister.

(Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.)

Seite

Aachen, Karbon 396
—, Thermalquellen . . 98, 102
Aargau, Thermalquellen . 96
Acker, Unterkarbon . . . *201*
Adriatisches Meer, Kalkgehalt *5*
Ägypten, Eocän . . . 352, 355
—, Kreide 359
—, Tektonik *207*
Aix les Bains, Thermen . . 104
Alberta, fossile Fische . . 360
Allertal, Tektonik . . *258, 265*
Allgäu, Karrenbildung . . 330
Alpen, Bimsteineruption 388, *269*
—, Erhebung *275*
—, Geophysik *283*
—, Höhenentwicklung . . *278*
—, Isostasie *283*
—, Karbildung *254*
—, Molasse 185, 260
—, Morphologie 372, *254, 275*
—, Tektonik 185, 239, 335, *66, 130*
—, Thermalquellen 104
—, junger Vulkanismus 388, *269*
Alt-Liebichau, Oberdevon . 84
Altmühl, Verkieselungen . 206
Altwasser, Säuerling . . . 103
Amberg, Kreide 206
—, Trippel 208
Amerika, fossile Fische 353, 358, 360, 361
—, Karbongoniatiten . . . *26*
—, Lias 443, 453
—, Unterkarbon *198*
—, Waldmoore 541
Ammer, Molasse . . . 186, 260
Ammergebirge, Tektonik . 239
Anklam, Interglazial . . . *117*
—, Poststadial *120, 122*
Appenin, Thermen 106
Aprath, Kulm 397
Arabien, Tektonik *214*

Seite

Asse, Tektonik *258, 265*
Atlantischer Ozean, Salzgehalt *13*
—, Sulfatgehalt *9*
Auerberg, Nagelfluh . . . 193
Aussee, Tektonik 340

Baddeckenstedt, Lias . . . 527
Baden, Thermalquellen . 96, 97
Baden-Aargau, Thermalquellen 96, 98
Baden-Baden, Thermalquellen 97, 103
Baden bei Wien, Thermalquellen 104
Badenweiler, Thermalquelle 97
Ballersbach, Devonfazies . *231*
Balve, Devon *232*
Barth, Interglazial *116*
Baruther Haupttal, Diluvium *284*
Bayerischer Wald, Batholith *34*
Bayern, Alpentektonik 185, 239, 335, *66, 130*
—, Amphibolitgänge . . . *174*
—, Dogger 1
—, Kreide 206
—, Malm 529
—, Molasse 185, 260
—, Verkieselungen 206
Bebenhausen, Lias 443
Beilngries, Trippel . . . 210
Belgard, Interglazial . . . *115*
Belgien, Karbon 396
—, Oligocän 352
—, Paleocän 360
—, Wealden 356, 358
Bentheim, Lias 454
Berchtesgaden, Tektonik . 339
Berg, Devon *196, 199*
Berlin, Oser *256, 259*
Bernissart, Wealden . 356, 358
Bielefeld, Lias 461, 528

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

	Seite
Birkenfeld, Rotliegendes	*159*
Böhmen, Braunkohle	267
—, fossile Fische	360, 362
Böhmerwald, Kalkgehalt im Seewasser	*4*
Bonn, Süßwasserquarz	226
Borgloh, Tektonik	167, 170
Bormio, Thermalquellen	104
Bornholm, Diluvium	*121*
Boxmeer, Kreide	204
Brandau, Karbon	401
Brasilien, Kreide	353
Braunschweig, Tektonik	*258, 265*
Brixen, jungvulkan. Gesteine	*269*
Bruchberg, Unterkarbon	*201*
Brünn, Malm	533
Brüx, Miocän	360
Buchenau, Unterkarbon	*243*
Bukowina, Lias	460
Chicama, Anthrazit	*195*
Chiemgau, Tektonik	*66*
China, Kreide	356
Coburg, Lias	465
Coevorden, Tiefbohrung	198, 203
Crossin-See, Rinnenbildung	*262*
Curaçao, Phosphatlager	*126*
Dachstein, Kerbwirkung	344
Dahmsdorf, Os	*259*
Dakota, fossile Fische	353
Damaskus, Tektonik	*224*
Darmstadt, fossile Fische	360
Deckenbach, Bimssteinsand	*202*
Deister, Gebirgsbildung	*92*
Deutsch-Ostafrika, Kreide	353
Diemel, Devon	*233*
Dillgebiet, Devon	*232*
Döberitz, Pommern, Interglazial	*115*
Dolomiten, Morphologie	376
Donetz, Karbon	112
Dorm, Tektonik	*265*
Dorsetshire, Lias	460
Dorsten, Diluvium	*246*
—, Karbon	*191*
Dortmund, Diluvium	*138*
Dovre, Mammuth	*121*
Drenthe, Tiefbohrungen	198
Drewer, Oberdevon	*198*
Dürnbachhorn, geol. Karte	*66*
Dürnberg, Tektonik	339
Dux, Miocän	360
Eberbach, Thermalphänomen	102
Eberswalde, Diluvium	*285*
Ebbegebirge, Devonfazies	*227*
Eder, Devon	*233*
Egge, Lias	452, 513, 520
Ehmen, Störungszone	*258*
Eichstätt, Kreide	206, 212
Eimbeckhausen, Ob. Jura	*92*
Ekaterinoslaw, Palygorskit	145
Elberfeld, Devonpflanzen	*197*
—, Kulm	397
Elisawetowka, Karbonsandstein	144
Elm, Tektonik	*258*
Elsaß, Dogger	29
—, Lias	465
—, Tektonik	*106*
—, Thermalquellen	96
Elvas, Bimsstein	*269*
Emmen, Tiefbohrung	198
Empelde, Lias	527
Ems, Thermalquellen	98, 103
Emscher-Tal, Diluvium	*139*
England, Cenoman	353
—, Dogger	32
—, Eocän	352
—, Karbonflora	394
—, Lias 441, 453, 460, 463,	464
Erlangen, Dogger	1
Erythräa, Geosynklinale	*206*
Erzberg, Kärnten, Tektonik	*130*
Fechttal, Tektonik	*109*
Feilenbach, Molasse	185
Fichtelgebirge, Amphibolitgänge	*174*
Finkenwalde, Interglazial	*117*
Fläming, Morphologie	*129*
Flechtinger Höhenzug, Rotliegendes	*166*
Frankenalb, Dogger	1
—, Kreide	206
—, Malm	529
—, Verkieselung	206
Frankenjura, siehe Frankenalb	
Frankreich, Dogger	31
—, fossile Fische	358
—, Karbon	396
—, Lias	464
—, Thermen	105
Freiburg i. Br., Thermalquellen	97
— i. Schl., Oberdevon	84

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

	Seite
Friedrichroda, fossile Flora	*251*
Fuerteventura, Lakkolith	564
Fulda, diluviale Senkung	*202*
Furesee, Kalkgehalt	*4*
Füssen, Tektonik	254
Galapagos, Riesenschildkröte	580
Gastein, Thermen	104
Gattendorf, Oberdevon	*198*
Gebel Set, Tektonik	*212*
Gießen, diluviale Senkung	*202*
Glötzin, Interglazial	*116*
Gommern, Unterkarbon	*201*
Göttingen, Lias	457
Graz, Tertiär	*276*
Gran Canaria, Eruptivgesteine	555
Grastorf, Wasserstände	*89*
Greiz, Devon	*231*
Gretenberg, Dogger	30
Grimmen, Interglazial	*116*
Groß-Cotta, Turon	*182*
Groß-Moyeuvre, Therme	97
Guggenhausbühel, Bimsstein	*269*
Haardt, Pfälzer, Thermalphänomen	100
Hafnarfjördur, geol Karte	147
Halberstadt, Lias	452
Halle a. S., Rotliegendes	163
— i. W., Gebirgsbildung	170
Hannover, Dogger	30
—, Grundwasser	*89*
—, Lias	457, 458, 527
—, Prod. Karbon	*190*
—, Tektonik	*258, 265*
—, Zechstein	*27*
Harburg, Morphologie	*129*
Harli, Tektonik	*265*
Harz, Devonfazies	*227, 231*
—, Gebirgsbildung	*264*
—, Rotliegendes	*161*
—, Unterkarbon	*201*
Harzvorland, Gebirgsbildung	*258, 263*
—, Lias	456, 458
Hausham, Molasse	185
Havel, Grundwasser	*79*
Hegau, Vulkane	103
Heidelberg, Eruptivgesteine	*157, 158*
—, Schwerspat	100
Heidemühle, Buntsandstein	*31*
Helgoland, Buntsandstein	*32*
Helmstedt, Lias	452
—, Süßwasserquarz	226
Herford, Lias	452, 461
Hessische Senke, Aufnahmeergebnisse	*202*
—, Lias	458
Hespecke, Devon	*249*
Hettstedt, Rotliegendes	*163*
Hetzles, Dogger	1
Hiddensö, Interglazial	*116*
Hildesheim, Lias	457
—, Neokom	351
Hochfelln, Tektonik	*66*
Hochgern, Tektonik	*68*
Hohenschwangauer Alpen, Tektonik	239
Hohe Tauern, Tektonik	*137*
Holland, Gault	198
Holstein, Buntsandstein	*31*
—, Devon	*30*
—, Endmoränen	173
—, Perm	*27*
—, Senon	*97*
Homberg a. d. Ohm, Bimssteinsand	*202*
Homburg, Thermalquellen	97, 103
Hönnetal, Oberdevon	*228*
Hoppegarten, Os	*259*
Hörde, Diluvium	*127, 138*
Hörre, Unterkarbon	*201*
Hüggel, Tektonik	167
Husum, Devon	*33*
Hüttenberg, Kärnten, Tektonik	*130*
Ibbenbüren, Tektonik	169
Iburg, Tektonik	166
Indischer Ozean, Tiefentemperatur	*12*
Inntal, Molasse	186
Isergebirge, Morphologie	*35*
Iserlohn, Oberdevon	*250*
Island, geol. Karte	147
Isthmuswüste, Tektonik	*207*
Italien, Eocän	352
—, Thermen	104
Japan, Karbildung	255
Jaroszewoer See, Kalkgehalt	*4*
Jasmund, Interglazial	*116*
Jockgrim, Säugetierfauna	405
Jordantal, Graben	*219*
Julische Alpen, Morphologie	376

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

	Seite
Kaisergebirge, Morphologie	376, 380, 385
Kaiserstuhl, Thermalquellen	97, 102, 106
Kalkalpen, Karbildung	*254*
—, Molasse	185
—, Morphologie	*254*
—, Salztektonik	335
—, Tektonik	185, 239, 335, *66, 130*
Kanada, Ganoidfische	358, 362
Kanarische Inseln, Gesteine	551, *205*
Kandern, Thermalquelle	97
Kannstadt, Thermalquellen	98
Kapfelberg, Grünsand	212
Karlsbad, Braunkohle	267
—, Thermen	103
Kärnten, Tektonik	*130*
Karst, Karrenfelder	331
Karwendel, Kerbwirkung	336
—, Morphologie	381
Karwin, Steinkohle	267
Katalonien, Thermen	105
Katzenbuckel, Vulkanzentrum	102, 109
Katzengebirge, Trebnitzer, Endmoräne	173
Keilberg, Dogger	8
Kelheim, Kreide	209
Kellerwald, Unterkarbon	*201*
Kent, Cenoman	353
Kestenholz, Thermalquelle	97
Kirberg, Devonpflanzen	*197*
Kirchhain, Bimssteinsand	*202*
Klausen, Kontaktgesteine	*275*
Klosterberg, Steinheim, Tektonik	*37*
Köfels, Bimssteineruption	388, *272*
Koralpe, Morphologie	*276*
Kraichgau, Basalt	103
—, Lias	465
Krefeld, Diluvium	*246*
Kreuzburg, Lias	459
Kreuznach, Thermalquellen	96
Kudowa, Säuerling	103
Kurdengebirge, Tektonik	*224*

	Seite
Laatzen, Grundwasser	*89*
Labergebirge, Tektonik	239
Lägersdorf, Senon	*97*
La Gomera, geol. Karte	551, *205*
Lahn, Devon	*232*
Lahn, diluviale Senkung	*202*
—, Unterkarbon	*243*
Landeck, Basalt	255
Langenbrücken, Lias	443
La Palma, Caldera	552, 571
—, Eruptivgesteine	555
Lausitz, Braunkohlen	*203*
Lauterbach, Lias	458, 465
Lech, Molasse	185
—, Tektonik	239
Lechtaler Alpen, Morphologie	382
Lehmhagen, Interglazial	*116*
Leine, Wasserstände	*89*
Leinegraben, Lias	458
Lettowitz, Quarzgänge	227
Leyerberg, Dogger	1
Libanon, Tektonik	*207*
Lieth, Zechstein	*27*
Limbergen, Tiefbohrungen	169
Lippetal, Diluvium	*246*
—, Karbon	*190*
Loisach, Tektonik	239
Lothringen, Dogger	28, 33
—, Lias	446, 462, 465
—, Thermalphänomen	100
Lucca, Thermen	104
Lugau, Karbon	401
Lühnde, Lias	457
Lüneburg, Senon	*96*
Lünen, Karbon	*191*
Lunzer See, Kalkgehalt	*4*
Lutter am Barenberge, Lias	527

Madeira, Gesteine	555
Magdeburg, Buntsandstein	*32*
—, Unterkarbon	*201*
Mähren, Quarzgänge	227
Mainzer Becken, Oligocän	352
Mairbühel, Bimsstein	*269*
Manebach, fossile Flora	*251*
Marburg, Lahn, Unterkarbon	*243*
Marienburg, Diluvium	*285*
Mauer, Diluvium	405, 428
Maurach, Bimssteineruption	389
Mauritius, Riesenschildkröte	580
Mecklenburg, Endmoränen	173
—, Senon	*239*
Medve-See, Salzausscheidung	*148*
Meschede, Devon	*231*
Messel, fossile Fische	360
Metz, Thermalquellen	98
Miesbach, Molasse	186
—, Pechkohle	266

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Seite

Mittelmeer, Kalkgehalt . . 5
—, Tiefentemperatur . . . *12*
Mongolei, Kreide 356
Mörnsheim, Quarzhornstein-brekzie 212
Mörs, Diluvium *246*
Morsbronn, Termalquelle . 97
Mosbach, Diluvium . . 405, 428
Moskau, Karbon 112
—, Kohle 546
Mückenburg, Sander . . . *284*
Müncheberg, Os *259*
Münster am Stein, Thermalquellen 98, 103
Münstertal, Verwerfung . . *106*
Münzingen, Thermalquelle 97
Müritz, Kalkgehalt *4*
Murnau, Molasse 185

Nahe, Rotliegendes *159*
Nancy, Thermalquelle . . . 97
Nassau, Devon *226*
Nauheim, Thermalquellen 96, 98, 103
Nebraska, fossile Fische . 360
Neckar, Terrassen 405
—, Thermen 102
Neuburg, Donau, Kreide . 206
Neudorf, Süßwasserquarz . 226
Neuenkirchen (Pommern), Interglazial *117*
—, Poststadial *120, 122*
Neumexiko, fossile Fische . 361
Niederbronn, Thermalquellen 97
Niedere Tauern, Glimmerklüfte *126, 130*
Niederrhein, Diluvium . . *244*
—, Karbon *190*
Niedersachsen, Tektonik . *264*
Niederschlesien, Basalt . *255*
—, Karbon 399, *190*
—, Kohlensäureausbrüche . 103
—, Oberdevon 84
Nieder-Selters, Therme . . 103
Niepars, Interglazial . . . *116*
Niers, Diluvium *246*
Nordamerika, Unterkarbon . *198*
—, Waldmoore 541
Nordbraband, Kreide . . . 204
Norddeutschland, Endmoränen 172
—, Lias 441
—, rote Permschichten . *2, 27*
Nördlingen, Thermen . 98, 108

Seite

Nordwestdeutschland, Dogger 30
—, Jura *91*
—, Morphologie *128*
Norwegen, Mammuth . . . *121*
Nürtingen, Liasfauna . . . 439

Oberbayern, Molasse . 185, 260
—, Pechkohle 260
—, Tektonik 185, 239, 335, *66, 130*
Oberelsaß, Tektonik . . . *106*
Oberharz, Unterkarbon . . *201*
Oberrhein, Diluvium . . . 405
—, Thermalquellen 96
Oberschlesien, Karbon 391, *190*
Oberstadtfeld, Devon . . . *227*
Oberstein, Rotliegendes . . *159*
Odenwald, Thermen . . . 100
Ohm, Bimsteinsand *202*
Ölber, Lias 527
Oelberg, Palästina, Tektonik *212*
Ootmarsum, Gault 198
Oploo, Kreide 204
Ösede, Tektonik 170
Osnabrück, Buntsandstein . *32*
—, Tektonik 166
Osning, Tektonik 166
Ostafrika, Kreide 353
Ostalpen, Tektonik *130*
Ostpreußen, Diluvium . . *285*
Ostrau, Steinkohle 267
Oetztal, Bimsstein . . 388, *272*
—, Morphologie 376
Overijssel, Tiefbohrungen 198

Palästina, geol. Karte . . . *201*
—, Tektonik *206*
Pazifischer Ozean, Kohlensäuregehalt *9*
Peissenberg, Braunkohlen . *203*
—, Molasse 186
—, Pechkohle 260
Penzberg, Molasse . . 185, 186
Peru, Anthrazit *195*
—, Lias 453
Pfalz, Altdiluvium 405
Pfälzer Haardt, Thermalphänomen 100
Pfronten, Tektonik 254
Piesberg, Tektonik 167
Pirna, Turon *182*
Plauer See, Kalkgehalt . . *4*
Plombières, Thermalquellen 96, 98, 103
Plöner See, Kalkgehalt . . *4*

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Seite

Plöntal, Talbildung . . . *284*
Pommern, Interglazial . . *113*
Portugal, fossile Fische 359. 360
Posen, Buntsandstein . . . *32*
Pyrenäen, Thermen 105
Pyritz, Diluvium *122*

Quedlinburg, Lias 458

Rachelsee, Kalkgehalt . . *4*
Radauneseen, Talbildung . *285*
Rappoltsweiler, Thermalquelle 97
Rathenow, Grundwasser . . *79*
Raxalpe, Morphologie . . . 380
Regensburg, Dogger . . . 8
—, Kreide 209
Reichenau, Säuerling . . . 103
Reichhennersdorf, Karbon . 399
Reims, Eocän *358*
Reinerz, Säuerling 103
Reit i. W., Kartenaufnahme *66*
Reykjavik, geol. Karte . . 147
Rhein, Diluvium . . . 405, *244*
—, Siegener Schichten . . *197*
Rhein. Schiefergebirge, Devonfazies *226*
— —, Devonpflanzen . . . *197*
— —, Tektonik . *196, 199, 226*
— —, Thermalquellen . . 96
Rheinland, Braunkohle . . 538
—, Devon *226*
—, Rotliegendes *159*
Riedlingen, Thermalquelle . 97
Ries b. Nördlingen, Thermen 98, 108
Riesengebirge, Granittektonik *34*
Ringelheim, Lias 527
Rio Chicama, Anthrazit . . *195*
Rotes Meer, Tektonik . *206, 209*
Rothenfelde, Tektonik . 168, 170
Rostock, Kalkgehalt des Wassers *4, 7*
Rüdersdorf, Buntsandstein . *32*
—, subglaziales Tal . . *262*
Rügen, Interglazial . . *116, 117*
—, Senon *96, 239*
Ruhr, Diluvium *244*
Ruhrbecken, Karbon . . . *190*
—, Karbonflora 396
Rußland, prod. Karbon 112, *190*
—, Kohle 546
Rüthen, Devon *232*

Seite

Saar, Rotliegendes *160*
—, Karbon 401. *190*
Sachsen, Gneisprovinz . . *73*
—, Karbon 401. *190*
Säckingen, Thermalquelle . 97
Salzach, Molasse 185
Salzbrunn, Säuerling . . . 103
Salzburg, Tektonik 192
Salzgitter, Lias 527
Salzkammergut, Karbildung *254*
—, Tektonik 340
Sändling, Tektonik 340
Sauerland, Devon . . . *197, 198*
—, Devonfazies . . . *226, 246*
Savoyen, Thermalquellen . 104
Schambelen, Lias 446
Schlangenbad, Thermalquellen 98. 103
Schlesien, Basalt *255*
—, Oberdevon 84
—, Prod. Karbon 103, 391. 399, *190*
Schleswig-Holstein, Devon *30*
— —, Endmoränen 173
Schobüll, Devon *33*
Schonen, Diluvium *121*
Schreiberhau, Morphologie *35*
Schriesheim, Schwerspat . 100
Schrimmer See, Kalkgehalt *4*
Schubin, Buntsandstein . . *32*
Schwaben, Dogger 28
—, Lias 439
—, Thermalquellen . . . 103
Schwarzenbach a. W., Diabas *176*
Schwarzwald, Eruptivgesteine *157, 158*
—, Lias 462
—, Tektonik *113*
—, Thermalquellen 96, 98, 103 110
Schweiz, Lias 446
—, Morphologie 374
—, Thermalquellen . . 96, 104
—, Verkieselungen 234
Schweriner See, Kalkgehalt *4*
Seddin-See, Rinnenbildung *262*
Seesen, Süßwasserquarz . . 226
Sehnde, Dogger 30
Seift, Bimssteinsand . . . *202*
Seiler, Oberdevon *250*
Selters, Therme 103
Siebenbürgen, Salzsee . . *148*
Sildemower See, Kalkgehalt *4, 7*
Sinai, Tektonik *212, 215*
Singen, Vulkane 103

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Seite

Sizilien, Thermen 104
Solnhofen, Bryozoensandstein 212
Sonnwendgebirge, Morphologie 381
Sontheim, Tektonik *36*
Source Laternier, Therme . 97
Spa, Thermalquellen . . . 103
Sperenberg, Buntsandstein . *32*
Stade, Perm *27*
Staßfurt, Salztektonik . . . 334
Steiermark, Morphologie . *276*
Steinheim, Tektonik . . . *37*
—, Thermalquellen . . 98, 103
Steinlake, Lias 464
Stiller Ozean, Kohlensäuregehalt *9*
Stolp, Interglazial . . *117, 120*
Strausberg, Oser . . *256, 259*
Subherzynes Becken, Tektonik *258, 263, 266*
Südamerika, Anthrazit . . *195*
—, Lias 443, 453
Südharz, Rotliegendes . . *161*
Südtirol, Bimsstein . . . *269*
—, Morphologie 376
Suezgolf, Entstehung . *207, 209*
Sulzbach i. Baden, Thermalquelle 97
Sulzbad i. Elsaß, Thermalquelle 97
Sulzburg, Thermalquelle . . 97
Süntel, Gebirgsbildung . . *92*
Syrien, Kreide 357
—, Tektonik *206*

Taubach, Thermalquellen . 98
Tauern, Bergschläge . . . 345
—, Klüfte *126, 130, 137*
Tempelburg, Interglazial . *115*
Tendaguru, Fische 353
Teneriffa, Grundgebirge . . 553
—, Schildkröte 565, 575
Tennengebirge, Morphologie 380
Teplitz, Thermen 103
Teufelsee, Kalkgebiet . . . *4*
Teutoburger Wald, Lias 513, 520
Thorn, Diluvium *285*
Thüringer Wald, Rotliegendes *164*
Thüringen, Devon *231*
—, fossile Flora *251*
—, Gneisprovinz *73*
—, Lias 459
Tirol, Molasse 186

Seite

Tirol, Morphologie 372
—, jungvulkan. Gesteine 388, *269*
Totes Meer, Tektonik . . . *219*
Trebnitzer Katzengebirge, Endmoräne 173
Tressingen, Lias 460
Türkheim, Granit *110*
—, Tektonik *106*

Uckermark, Diluvium . . . *122*
Umhausen, Bimssteineruption 389
Unterharz, Devonfazies . . *227*
Unternogg, Nummuliten . . 249
Urach, Vulkan 103
Ural, Karbon 112, *26*
Utah, fossile Fische . . . 360

Velbert, Kohlenkalk . . . *250*
Ver. Staaten, Ganoidfische 353, 360
— —, Karbongoniatiten . . *26*
— —, Unterkarbon *198*
— —, Waldmoore 541
Vichy, Säuerling 105
Vienenburg, Tektonik . . *265*
Vilser Alpen, Tektonik . . 239
Virginia, Miocän 358
Vogelsberg, Süßwasserquarz 226
Vogelthal, Trippel 210
Vogesen, Eruptivgesteine . *157, 158*
—, Tektonik *106*
—, Thermalquellen . . . 96, 98
Vogtland, Oberdevon . . . *198*

Wabern, Lias 465
Waldenburg, Karbon . . . 399
—, Kohlensäureausbrüche . 103
Warnemünde, Senon . . . *239*
Watzmann, Klüftung . . . 338
Weichsel, Talbildung . . *285*
Weimar, Thermalquellen . 98
Weinheim, Schwerspat . . 100
Wellheim, Quarzit 212
Wermsdorfer See, Talbildung *262*
Weser, Diluvium *244*
Westerwald, Braunkohle . 283
—, Süßwasserquarz 226
Westfalen, Devon *226*
—, Diluvium *244*

Digitized by Google

Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

	Seite
Westfalen, Lias . . .	458, 463
—, Karbon	*190, 191, 199*
Wetterau, Süßwasserquarz	226
Wetterstein, Morphologie .	382
Wettin, Karbon	*190*
Wiehengebirge, Tektonik .	168
Wiesbaden, Thermalquellen	97, 103
Wildbad, Thermalquellen .	96, 98, 106
Wildungen, Devon	*231*
Winterswijk, Kreide . . .	205
Wisconsin, Waldmoore . .	541
Wollenberg, Unterkarbon .	*243*
Woltersdorf, subglaziales Tal	*262*
Wörgl, Molasse	186
Wunsiedel, Amphibolitgänge	*174*
Württemberg, Lias	439
Zetthün, Interglazial . . .	*116*
Ziegenrück, Devon	*231*
Zillertal, Morphologie . . .	376
Zuidbarge, Tiefbohrung	198, 203
Zurzach, Thermalquellen .	98
Zwickau, Karbon	401

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Sachregister.

(Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.)

	Seite
Aalener Stufe	31
Abbildungskristalloblastese	*137*
Abbruch, paläontologischer	393
Abensberger Hornsteine	217
Abtragungsflächen, Alpen	*280*
Achsen, Osnabrück	166
Ächidiosporen in Kohle	285
Acipenser albertensis	357
— ***huso***	358
— ***parisiensis***	358
Acipenseridae, Rückgang	364
Actinocamax granulatus	*97*
— ***quadratus***	*99*
— ***westfalicus***	*98*
Aetomoceras scipionianum	471
Adorfer Kalke	*249*
Aegoceras biforme	527
— ***boucaultia***	470
— ***calliphyllum***	469
— ***Charmassae***	470
— ***diploptychum***	469
— ***kammerkarense***	469
— ***polycyclum***	469
— ***Slatteri***	471
— ***sublaqueum***	472
— ***subplanicosta***	527
Agassiceras, Lebensdauer	449
— ***scipionianum***	471
Agassiceratidae, Gattungen	470
Alaria subpunctata 6, 22, 74,	83
Alb, Holland	198
Alces latifrons 408,	429
Algen in Kohle	279
Allgäudecke	241
Alluvium, Island	149
Alpine Struktur, Rhein-Schiefergebirge	*199*
Alsatites, Lebensdauer	449
— ***laqueolus***	458
— ***liasicus*** 442, 458,	469
— ***quedlinburgensis***	458
Alsatitidae, Gattungen	469

	Seite
Altdiluvium, Pfalz	405
Amberger Trippel 208,	210
Amberleya capitanea	6
— ***tenuistria*** 22,	74
Amethystgänge, Mähren	227
Amioidei, Rückgang	365
Ammerfenster	250
Ammonites bisulcatus	470
Ammonitidae sens. str.	470
Amphibolitgänge, Wunsiedel	*174*
Analysen, Amphibolit	*176*
—, Bimsstein	*272*
—, Dolerit	152
—, Eruptivgesteine	*171, 272*
—, Gesteine 568,	570
—, Karboneisenerz 129, 130,	135
—, Karbonkalk 126,	128
—, Karbonschiefer 122,	123
—, Liparitbimsstein	*272*
—, Sandstein 117, 119,	120
—, Steinkohle	132
—, Tonmergel	12
—, Trachyt	*272*
Andennestufe, Flora	398
Aneurophyton germanicum	*197*
Angulaticeras lacunatum 470,	527
— ***rumpens***	527
Angulatidae, Gattungen	469
Annularia stellata	*251*
Anomia opalina	7
— ***papyracea***	201
Anschliffe von Pechkohle	286
Anthracoceras aegirinum n. sp.	25
— ***Vanderbeckei***	*26*
Anthraxylon	540
Anthrazit, Donetz	132
—, Peru	*195*
Antiklinalfazies	*227*
Apt, Peru	*196*
Aptychenschichten, Kalkalpen	247
Aptychus lamellosus	220

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Seite

Arca cardiiformis 274
— *liasina* 6
Arietidae, Gattungen . . . 470
Arietites abnormilobatus . . 469
— *Cordieri* 519
— *coregonensis* 469
— *discretus* 469
— *latesulcatus* 470
— *praespiratissimus* . . . 469
— *proaries* 469
— *semicostatus* 470
— *semicostulatus* 470
— *stellaeformis* 470
— *tenellus* 470
— *Turneri* 470, 528
Arnioceras, Lebensdauer . 449
— *ceratitoides* 460, 470, 497, 499
— *fortunatum* 503
— *geometricum* 460, 497
— *semicostatum* 499
Arnioceratidae, Gattungen . 470
Arnioceratoides Kridion . . 470
Arnsberger Schwelle . . . *232*
Arragonit in Eruptivgesteinen 563, 571
Aspidoceras costatum . . . 531
— *Hypselum* 531
— *Lenki* n. sp. 531
— *Tietzei* 531
— *Zitteli* 531
Astarte alta 22, 72
— *subtetragona* . . . 6, 22, 72
— *Voltzi* 1, 6, 71
Asterias prisca 67
Asteroceras obtusum . 470, 528
— *stellare* 528
Asterophyllites equisetiformis *251*
Asteroxylon *197*
Ätzwirkung 313
Aufblätterung durch Kerbwirkung 308
Aufblätterungskerbe . . . 343
Aufsteigen der Alpen . . *275*
Augenkohle, Entstehung . 269
Augensteinschotter, Kalkalpen 385
Augitporphyrit, Birkenfeld *159*
Ausscheidung von Kalk . . *19*
Autotektonische Ereignisse 324
Avicula acutirostris 214
— *contorta* 454

Baltische Endmoräne . 173, 181
— Phase 174, 178
Bänderton, Island 149

Seite

Barium in Eruptivgesteinen 571
Barrem-Stufe, Fische . . . 351
Baruther Haupttal . . . *284*
Basalt, Island 148, 154
—, Kanarische Inseln 552, 588
—, Schlesien 255
Batholith, Riesengebirge . *34*
—, Peru *196*
Beckenfazies *199*, *226*
Beiratswahl *257*
Belemnitella mucronata . . *93*
Belemnites acuarius macer . 82
— *breviformis* 82
— *brevirostris* 82
— *compressus paxillosus* . 81
— *minimus* *97*
— *neumarktensis* 6
— *opalinus* 6, 22, 81
— *Quenstedti* 6, 22, 81
— *subclavatus* . . 6, 22, 23, 81
— *tripartitus crassus* . . 22, 82
— *ultimus* *28*
— *westfalicus* *98*
Belonostomus 349
Benzolkarbonsäure 535
Bergbau, Kerbwirkung . . 343
Bergleder, Donetzbecken . 145
Bergschläge, Entstehung 334, 345
Berliner Haupttal . . . *262*
Bibliothek, Eingänge . 582, *72*, *286*
Bimsstein, Oetztal . . 388, *272*
—, Südtirol *269*
Bimssteinsande, Hessische Senke *202*
Biofazies *227*
Biologie im Dogger 38
Biostratigraphie, Dogger . 21
Bison priscus 409, 429
Bitumen in Pechkohle . . 296
—, Steinkohle 547
Bitumeninseln in Kohle . 278
Blätter, Nied. Tauern . . . *135*
Blocklava, Island . . 149, 163
Bogen, Syrischer *206*
Bohrmuscheln, Turon . . . *182*
Bohnerz, Mähren 227
—, Schweiz 234
Bolus mit Jaspis 228
Boucaulticeras boucaultia . 470
Bourgueticrinus ellipticus 203, 204
Brachybelus breviformis . . 83
Brackwassermolasse, Oberbayern 271

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Seite

Brancoceras varicosum . . 203
Brandenburgische Phase 175, 176
Braunkohle, Bildung . . . *203*
—, Entstehung 534
—, Gasentwicklung . . . *195*
—, glanzstreifige 289
—, Hessen *202*
—, Island 148
—, Petrographie 283
—, rheinische 538
Braunkohlenquarzite . 221, 227, 237
Braunkohlensandstein . . . 237
Breitsättel, Harzvorland . *258*
Brekzie, Brixen *269*
Brixner Granit *271*
Bruchfaltengebirge . . . *265*
Bruchlose Faltung *131*
Bruchtheorie 319
Bryozoensandstein, Solnhofen 212
Bücherei, Eingänge 582, *72, 286*
Buchiola palmata 93
— *retrostriata* 93
Büdesheimer Schiefer . . *249*
Buntsandstein, Holstein . . *31*

Calamophyton primaevum . *197*
Caldera, La Palma . . 552, 571
Caloceras Johnstoni 442, 443, 444, 458, 459
— *torus* 469
Camarophoria Schlotheimi . *27*
Canavarites discretus . . . 469
Canis arnensis 414
— *mosbachensis* 414
— *neschersensis* . . . 411, 429
— *pallipes* 418
Capreolus capreolus . 408, 429
Cardium Eggeri 215
Carnallit, Bildung *150*
Cenoman, Fische . 351, 353, 357
—, Holstein *28*
—, Kalkalpen . 240, 247, *66, 68*
—, Kanarische Inseln . . 564
—, Peru *196*
Cenomantransgression, Alpen 241
Cerithinella armata 6, 22, 23, 74
Cerithium margaritaceum . 274
Cervus elaphus 408, 429
— *verticornis* 409, 429
Charmassiceras Charmassae 470
Cheiloceras-Stufe *233*

Seite

Chlamys subtextorius . . . 219
Chlorit - Actinolitschiefer, Analyse *176*
Chokierstufe, Flora 396
Chondrostei, Rückgang . . 364
Cidaris dissimilis . . . 203, 204
— *striospina* 67
Cladochonus Michelini . . *201*
Cladoxylon *197*
Claraïn, Entstehung . . . 541
Clarit in Pechkohle . . . 277
Clymenienkalke *250*
Coccolepis macropterus . . 356
Cochlicopa lubrica *141*
Codiaceen, Lebensweise . 89
Coroniceras, Lebensdauer . 449
Coroniceras pseudophioides n. sp. 515
— *rotiforme* . 460, 470, 496, 508
— *westfalicum* . . 449, 507, 513
Cosmolytoceras Canavarii . 468
Crossopholis magnicaudatus 359
Crossopterygii, Rückgang . 364
Cucullaea inaequivalvis . 22, 71
Culm, Gliederung . . . *25, 26*
Cultrijugatus-Zone *248*
Cuspitheutis acuarius macer 82
Cyclopterus lumpus 363
Cymbites globosus 470
Cymaclymenia camerata . . *198*
Cyrena semistriata 274
Cyrenenmergel, Oberbayern 271

Dachsteinkalk, Chiemgau . *67*
Daniglazial 183
Darstellung, stereographische *102, 200, 234*
Dazit, Quarzgehalt *157*
Decken, Kalkalpen 197
—, Osning 166
Deckfalten, Alpen 374
Dentalium elongatum . . 6, 72
— *filicauda* 72
— *liasica* 72
— *limatulum* 72
Devon, Facies *246*
—, Holstein *30*
—, Meerestiefe *228*
—, Pflanzen *197*
—, Rhein. Schiefergebirge *196, 197, 246*
—, Schlesien 84
Devon-Karbongrenze . . . *197*
Diabas, Analyse *176*

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Seite

Diabas, La Gomera 559
Diapirfalten *212*
Diatomeenerde, Pommern . *115*
Differentialsenkung . . . *264*
Diluviale Verwerfungen, Osning 171
Diluvium, Berlin *259*
—, Hessen *202*
—, Island 148, 149
—, Pfalz 405
—, Pommern *113*
—, Rhein *244*
—, Ruhr *244*
—, Westfalen *139*
Diplocidaris giganteus . . 220
Dipnoi, Aussterben 366
Discamphiceras kammerkarense 469
Discina papyracea 68
Discohelix minuta . . . 7, 73
Discoidea pulvinata 564
Diskordanzwinkel *266*
Dogger, Ablagerungstiefe . 44
—, Ammoniten 51, 75
—, bionomischer Querschnitt 38
—, Biostratigraphie . . . 21
—, Erhaltungszustände . . 65
—, Fauna 59
—, Facies 26
—, Foraminiferen . 47, 66, 68
—, Kalkalpen . . 240, 246, *67*
—, Korallen 47, 67
—, Lithogenese 14
—, Meeresgrund 43
—, Muscheln 49, 69
—, Nordbayern 1
—, Pflanzen 66
—, Seelilien 48, 67
—, Schnecken 50
—, Steinheim *59*
—, Wärmeverhältnisse des Meeres 36
—, Würmer 47, 68
Doggerkieselkalk 246
Dogger-Lias-Grenze . . . 27
Doggersandstein 8, 15
Dolerit, Island 150, 152
Dolinen, Bildung *254*
Dolomit, Karbon 124
Drehverwerfungen, Oberbayern 263
Dreiährengranit, Vogesen . *106*
Druckfestigkeit von Sandstein 113

Seite

Druckoxydation, Kohlebildung 537
Dünnschliffe von Pechkohle 274
Durchdringungsfalten . . *212*
Durchragungen, klippenartige 167
Duraïn, Entstehung 541
Durit in Pechkohle 277
Duslinger Oolithbank . . . 445

Ebbesattel *246, 248*
Eberswalder Pforte . . . *285*
Echinopsis pumilla 215
Ectocentrites Canavarii . . 468
— *Fucinii* 468
— *Giordiani* 468
— *nodostrictus* 468
— *Petersi* 468
Ehmener Störungszone . . *258*
Eichenstein 217
Eimbeckhäuser Plattenkalke, Deister *92*
Eisenerze, Karbon 128
—, Neokom *269*
Eisensandstein, Kreide, Bayern 208, 212
Elephas primigenius, Norwegen *121*
— *trogontherii* 410, 429
Emscher, Holland 203
—, Peru *196*
Emscher-Mulde *191*
Endmoräne, äußere baltische 173, 178
—, Hörde *139*
—, Norddeutschland . . . 172
Entmischung der Salzlaugen *154*
Eocambrium *73*
Eocän, Fische 352, 360
—, Hessen *202*
—, Holland 203
Eocänflysch 249
Epammonites latesulcatus . 470
Eparietites tenellus 470
Eparnioceras semicostatum . 470
Epirogenese, Jura *91*
Epophioceras Landrioti . . 470
Equus germanicus . . 406, 429
Erdbeben, Ursache *205*
Erdbraunkohle 289
Erhebung der Alpen . . *275*
Erosion, Alpen 379, 387. *254, 276*
Erosionskerbe 342

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Seite

Eruption, postglaziale, Oetztal 388, *272*
—, —, Südtirol *269*
Eruptivgang, Brixen . . *269*
Eruptivgesteine, Rotliegende *74*, *156*
Erythräische Geosynklinale *206*
Essexit, La Gomera . . . 559
Essexitmelaphyr, La Gomera 561, 569, 570
Étroeungt, Rhein. Schiefergebirge *250*
Euagassiceras sauzeanum . 470
— *spinaries* 497
Eucoroniceras sinemuriense 470
Eumophoceras-Stufe . . *25*, *26*
Eumorphoceras bilingue . . *25*
— *inconstans* *25*
— *reticulatum* *25*
— *Wunstorfi* n. sp. *25*
Euphyllites Struckmanni . . 469
Eutektikum, Quarz-Feldspat *157*
Eutrochus duplicatus . . 6, 74
— *plicatus* 6
Exogyra columba 214
— *sigmoides* 214
Explosionswirkungen . . . *51*
Eybrunner Mergel 209

Falten, Alpen 374
—, Syrien *212*
Faltenvergitterung, Osnabrück 168
Faltung, bruchlose *130*
Fazies, Devon *227*, *246*
—, herzynische *227*
—, rheinische *227*
—, Trias *200*
—, Unterkarbon *201*
Fechttalstörung *109*
Feldspat-Quarzeutektikum *157*
Fenster, Chiemgau . . . *69*
—, Osning 166
Ferretisierungszone, Pommern *117*
Festigkeit der Materialien . 301
—, molekulare 319
Feuerstein, Bildung . . . *239*
—, Entstehung 228
Finnentroper Schichten . . *249*
Firnfeldniveau, Alpen 378, *277*
Flabellina cordata 203
Fladenlava, Island . . 149, 163
Flämingphase 175, 176

Seite

Flexuren, Oberbayern . . 187
—, Palästina *216*
Fließdruck in Salzen . . . *74*
Fließfiguren, Entstehung . 320
Flinz, Devon, Rhein. Schiefergeb. *249*
—, Oberbayern 193
Flora, Karbon 392
—, Rotliegendes *251*
Flözleeres, Flora 398
Flysch, Oberbayern 188, 189, 241, 248
Foraminiferen, Gault . 199, 201
Formsand, Klassifizierung . *204*
Fränkische Kreide 206
Franziceras ruidum 469
Frost, Wirkungen *254*
Furan in Kohle . . . 534, 535
Furche, Rheinische . . . *200*
Fusain, Entstehung 541
Fusit in Pechkohle 277

Gattendorfia-Stufe *197*
Gänge, Amphibolit- *174*
Ganggesteine, La Gomera 553, 569
Ganoidfische 348
Garumnien, Fische 360
Gärungsversuche mit Pflanzen 542
Gasentwicklung im Karbon 133
Gastrioceras catharinae n. sp. *25*
— *circumnodosum* *25*
— *rurae* n. sp. *25*
— *subcrenatum* *25*
Gastrioceras-Stufe . . . *25*, *26*
Gault, Belemniten *97*
—, Holland 198
—, Peru *196*
Gebirgsbewegungen im Rotliegenden *156*
Gebirgsbildung, Harzvorland *258*, *263*
—, Osnabrück 169
—, saxonische . . . *258*, *263*
—, Ursache *205*, *263*
Gelderlandscholle 205
Geologischer Unterricht . . *238*
Geophysik, Alpen . . . *283*
Geosynklinale, erythräische *206*
Gerinnungsstruktur in Kohle 296
Gervilleia rostrata 201
Gesteine, Kerbwirkung . . 312

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Seite

Gesteine, jungvulkanische, Alpen 388, *269*
Gigasschichten, Osning . . 170
—, Wesergebirge *92*
Gipfelflur, Alpen . 372, 374, *279*
Gips im Dogger 13
Gladenbacher Kalk *243*
Glanzbraunkohle 289
Glanzkohle, Entstehung 540, 541
Glas, Festigkeit 318
Glazialdiluvium, Niederrhein *244*
—, Pommern *113*
—, Westfalen *139*
Gleitflächen, Entstehung . 320
Gletscherwirkung . . 224, *254*
Gleviceras glevense 471
Glimmerklüfte, Nied. Tauern *125, 130*
Glimmerschiefer, Nied. Tauern *131*
Glyphioceras crenistria . . *25, 26*
— *granosum* *25*
— *leodicense* n. sp. *25*
— *striatum* *25*
Glyphioceras-Stufe *25*
Gneisprovinz, sächsisch-thüring. *73*
Gomphostrobus bifidus . . *252*
Goniatiten, Karbon . . . *2, 25*
Gonioclymenienstufe . . . *233*
Gotiglaziale Phase 183
Grammoceras aalense . . . 8, 77
— *costulatum* 78
— *fluitans* 79
— *lotharingicum* 22, 79
— *mactra* 80
— *plicatella* 22, 79
— *subcomptum* 8, 78
Granit, Brixen *271*
—, Holstein *33*
—, Peru *196*
—, Türkheim *106*
Granitintrusion, karbonische *177*
Große baltische Phase . 174, 178
Großfaltenwurf, Alpen . . 374
Großmulden, Alpen 374
Großsättel, Alpen 374
Grubenbaue, Kerbwirkung . 343
Großtektonik, Kerbwirkung 346
Grubengas, Entstehung . . *195*
—, Rußland 133
Grundgebirge, Kanarische Inseln 552, 570

Seite

Grundwasser, Bewegung . 75
—, Kapillarsaum *76*
—, Vorrat *77*
Grundwasserkunde 75
Grünsand, cenomaner, Fische 353
— von Kapfelberg 212
—, turoner, Osning 170
Grünsandstein, Frankenjura 209
Grünstein, Kanarische Inseln 562
Gryphaea als Leitfossil . . 462
— *acruata* 463
— *Dumortieri* 463
— *obliquata* 463
— *vesicularis* 214
Guibaliceras guibalianum . 471
Gyraulus glaber *48*
— *multiformis* *48*
— *trochiformis* *48*
Gyrophioceras praespiratissimum 469

Haarrisse 308
Haftwasser *76*
Hamites adpressus . . . 202
Hangenberg-Kalke . . . *197*
Hartsalz, Bildungstemperatur *146, 150*
Harzausscheidungen in Kohle 281
Harzgerölle in der Kreide *264*
Haselgebirge, Entstehung . 335
Haßbergzone 166
Hastites neumarktensis . . 6
— *subclavatus* . . 6, 22, 23, 81
Hauptanhydrit, Klüftung . 334
Haupteisrandlagen . . . 174
Hauptkeratophyr, Rhein. Schiefergebirge *247*
Hauptdolomit, Kalkalpen 240, 242, 248, 338, *67*
Hauptphasen der Vereisung 174
Haupttal, Barather . . . *284*
—, Berliner *262*
Hauptterrasse, Rhein . . 405
Hauptvereisung, Niederrhein *244*
—, Westfalen *139*
Hauptversammlung, Vortragsfolge *193*
Haushamer Mulde . . . 185
Hausschwamm, Holzzersetzung 545
Heizwert der Pechkohle . 288
Helix arbustorum *141*
— *pulchella* *141*
— in Pechkohle 272

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Seite

Hessische Senke, Tertiär . *202*
Hierlatzkalk, Ammergebirge 245
Hippopotamus amphibius . 407, 429
— *major* 407
Hochbajuvarische Randmulde 254
Hochfluren, Alpen . 372, *276*
Höhlen, Entstehung . 328, 333
Holcolytoceras nodostrictum 468
Holz, Gärungsversuche . . 542
—, Zellulosegehalt . . . 535
Holzkohle, Entstehung . . 541
Holzzerfall 544
Holter Achse 168
Hornstein, Abensberger . 217
—, Dogger, Kalkalpen . . 240
—, Frankenjura 207, 209, 217, 228
Horstfazies *227*
Hostimella *197*
Huminsäure in Kohle . . 546
Humusbildung, Island . . 159
Humuskohlen, Bildung . . *203*
—, Entstehung 534
Hyenia *197*
Hyperasteroceras ceratiticum 470
Hypersthenit, La Gomera . 559

Ibbenbürener Schichten . 169
Idoceras planula 530
Inkohlung *203*
—, Gasentwicklung . . . *195*
Inlandeis, Wasserhaushalt *284*
—, Zerklüftung *285*
Innenkerbe 304
Inoceramus amygdaloides . 70
— *cardissoides* 204
— *concentricus* . . . 199, 203
— *labiatus* 214
— *latus* 214
— *subcardissoides* 204
— *subsulcatus* . . . 201, 203
Insektenmergel, Schweiz . 446
Interglazial, Niederrhein . *246*
—, Pommern *113*
Intermoränal, Pommern . . *113*
Interoszilläre Bildungen, Pommern *113*
Interstadial, Pommern . . *113*
Involuticeras involutum . . 533
Isometrische Projektion *102, 200, 234*
Isostasie, Alpen *283*

Seite

Janira quinquecostata . . 215
Jaspis, Frankenjura . . . 221
Jungvulkanische Gesteine, Alpen 388 ***269***
Jura, Holland 203
—, Kalkalpen . . . 244, *67*
—, Norddeutschland . . *74, 91*
—, Steinheimer Becken . . *38*
—, weißer, Franken . . . 529
Jütische Phase 178

Kalisalzlager, Bildung *127, 146*
Kalk, Entstehung *1, 3*
—, Karbon 124
—, Kieselknollen *239*
Kalkausscheidung *19*
Kalklager, Entstehung . . *22*
Kalksandstein, Frankenjura 207
Kallmünzer 237
Kammerkarites 467
— *diploptychus* 469
Kammgranit, Vogesen . . *106*
Kaolin im Karbon . . . 119
Kaolinisierung, La Gomera 562
Kapillarsaum des Grundwassers *76*
Karbildung, Alpen . . . *253*
Karbon, Devongrenze . . *197*
—, Fauna, Donetz 142
—, Fazies . . . *201, 227, 232*
—, Gliederung *2, 25*
—, Goniatiten *2, 25*
—, Granitintrusion . . . *177*
—, Hörde *138*
—, Kohlebildung *203*
—, Produktives 391, *190, 195*
—, —, Osnabrück 169
—, —, Rußland 112
—, Tektonik *199*
Karbonsedimente, Rußland 112
Kare, Entstehung . . 328, *253*
Kellerwaldquarzit, Alter . *201*
Keratophyr, Rhein. Schiefergebirge *247*
Kerb, Begriff 301
—, Beseitigung 302
—, Wirkung 300, *126*
Kesseltäler, Vulkanische . 571
Kieselkalk des Lias . . . *68*
Kieselknollen 228
— in Kalken *239*
Kieselsäure, Herkunft in Kalken *241*
Kieserit, Bildung . . *146, 151*

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Seite

Kimmerische Phase *258, 263, 266*
Kinderhookgroup *198*
Klausenit, Südtirol . . . *275*
Klippendecke, Schweiz . . 197
Klippenquarzit, Lahn . . *243*
Klüfte, Niedere Tauern *125, 130*
Kluftletten, Nied. Tauern . *131*
Klüftung der Kohle . 265, 266
Knollen, kalkhaltige im Karbon 134
Koblenz, Rhein. Schiefergebirge *197, 247*
Kohle, Bildung . . . *190, 203*
—, Entstehung 534
—, Gasentwicklung . . . *195*
—, Karbon, Rußland . . . 131
—, Peru *195*
—, Turon *185*
Kohlenanschliffe 286
Kohlenbecken, paralische . 391
Kohlendünnschliffe . . . 275
Kohlenkalk, Rhein. Schiefergebirge *250*
Kohlenklüftung . . . 265, 266
Kohlenpetrographie . . . *203*
Kohlenproduktion, Donetz . 135
Kohlensäure, Abspaltung aus Kohle 547
Kohlensäure-Exhalationen, Osning 171
Kohlenschiefer, Peissenberg 270
Kohlenschieferung . . . 269
Kohlenvorräte, Donetz . . 137
Kokskohlen, Donetz . . . 135
Koninckocrinus rugosus . . 204
Konkretionen im Dogger . 13
Kontaktwirkungen, Südtirol *275*
Konzentration von Spannungen 304
Korallenkalke, Devon . . *232*
Kössener Schichten . . . 243
— —, Kalkalpen *67*
Kreide, Frankenjura . . . 206
—, Ganoidfische 348
—, Harzvorland *264*
—, Holland 198
—, Palaeogeographie . . *259*
—, Peru *196*
—, Ruhrbezirk *191*
Kreidequarzite 238
Kulm, Lydite *243*
—, Niederschlesien . . . 399
—, Oberschlesien, Flora . 393

Seite

Kulm, Rheinland, Flora . 397
—, Schlesien 84
Kutscheriawtschik . . . 134

Lamprophyr, Peru . . . *196*
Landesverdunstung, Begriff *77*
Langbeinit, Bildung . . . *151*
Längstäler, Alpen . . . 372
Laqueoceras Hollandi . . 485
— *sublaqueum* . . . 469, 472
Lassen, Entstehung . . . 265
Lateritbildung 234
Laufsteg, Hörde . . *127, 138*
Lausitzer Phase 172
Lava, Island 149, 163
Lebensdauer der Liasammoniten 449
Lechtaldecke. 241
Leda Galathea 22, 71
— *rostralis* 6, 71
Leitfossilien, absolute . . 441
Lepidostei, Rückgang 360, 365
Lepidosteus bohemicus . . 360
— *atrox* 360
— *aganus* 361
— *cuneatus* 360
— *integer* 361
— *lusitanicus* 360
— *pustulosus* 360
— *simplex* 360
— *Strausi* 360
Lepidodendron acuminatum 92
— *Veltheimi* 393
Lettenklüfte, Nied. Tauern *125, 130*
Lias, Alpen 240, 241, 245, 247
—, Fauna 439
—, Kalkalpen *67*
—, Nordbayern 1
—, Paläogeographie . . . 439
Lias-Dogger-Grenze . . . 27
Liaskieselkalk, Alpen 240, 245, *68*
Lignin, Gärungsversuche . 542
— in Kohle . . 535, 537, 538
Lignin-Stammbaum der Kohle 537, 538
Lignit, Huminsäuregehalt . 546
—, Petrographie 283
Limatula decussata . . . 215
Limnische Karbonbecken 391, *190*
Limonit im Karbon . . . 129
Lingula subovalis 200

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Seite

Lingula truncata 200
Lioceras costosum . . . 22, 81
— *opalinum* . . . 6, 22, 23, 80
— *undulatum* 22, 81
Liparit, Quarzgehalt . . . *157*
Liparitbimsstein, Oetztal . *272*
Lippe-Mulde *191*
Lithofazies *227*
Lithogenese, Dogger . . . 14
Loeweit, Entstehung . *146, 151*
Lophiostomus 349
Löß, Rhein 405
—, Schnecken *141*
—, Trockentäler *129*
—, Wurzelröhrchen . . . *145*
—, Westfalen . . . *127, 138*
Lößkindel *145*
Lydite, Lahn *243*
Lytoceras altecinctum . . . 468
— *biforme* 469, 527
— *dilucidum* . . . 6, 8, 14, 77
— *fimbriati* 6
— *penicillatum* . . . 6, 14, 77
— *subhircinum* 22, 76
— *torulosum* . . 6, 22, 23, 77
Lytoceratidae, Gattungen . 468
Lytostropites Fucinii . . . 468

Macropoma 349
Madeirit, La Gomera . . 559
Magas Geinitzi 215
Magerkohle, Donetz . . . 132
Magma, Erstarrung . . . *205*
Malm, Frankenalb 529
—, Hornsteine 217
—, Norddeutschland . . . *91*
Mammuth, Norwegen . . . *121*
Manticoceras-Stufe *232*
Marine Kalke, Entstehung . *23*
Mariopteris acuta 398
Massenkalk *249*
Mastigoceras adpressum 198, 202, 203
Mastodon, Steinheim . . . *47*
Mattkohle, Entstehung . . 541
—, Peissenberg 270
Mazeration der Pechkohle 284
Meere, Kalkbildung . *1, 3, 23*
—, Salzgehalt *12*
Meeresboden, Festigkeitsgrad 44
Meeresgrund, Dogger . . 43
Meeresmolasse, Oberbayern 189, 290

Seite

Megaceros verticornis 409, 429
Megarietites meridionalis . 470
Megatheutis opalinus 6, 22, 81
— *rhenanus* 82
Meggener Schwelle . . . *232*
Melanienton, Hessen . . . *202*
Menschenschädel, Dorsten . *246*
Merulius lacrimans . . . 545
Mesodon bernissartensis . . 352
Mesozoikum, Fische . . . 360
Metacymbites centriglobus . 470
Metalle, Verhalten bei Kerbwirkung 308
Methan, Entstehung . . . 547
—, Entwicklung *195*
Methoxylgehalt der Kohle . 546
Metophioceras Conybeari . 470
Micraster cor testudinarum 215
Microderoceras Birchi . . . 526
Microhelix W. Pfeifferi nov. spec. 75
Mielniker Randlage . . . 175
Mineralien, Kerbwirkung . 312
Miocän, Fische 352
—, Graz *276*
—, Hessen *202*
—, Island 148
—, Oberbayern 189
Miocäne Störungen, Osning 170
Mitteldevon, Fazies . *229, 246*
—, Pflanzen *197*
—, Rhein. Schiefergebirge *196, 197, 246*
Mittelposensche Phase . . 173
Modiola aequalis 214
Molasse, Oberbayern . 185, 260
Monatsberichte, Ausgestaltung *192*
Morphologie, Alpen 372, *254*, 275
—, Kalkalpen *69, 254*
—, Island 150
—, NW-Deutschland . *125, 128*
Mosbacher Sande, Fauna . 405
Mühlenberg-Schichten . . *248*
Muldenfazies *227*
Münder Mergel *92*
Murnauer Mulde 185
Muschelkalk, Alpen . . . 241
Muschelschiefer, Peissenberg 273

Nagelfluh, miocäne . . . 193
Nehdener Schiefer . . *250*
Neohibolites minimus 199, 203, *97*

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Seite
Neokom, Fische 351
—, Holland 205
—, Kalkalpen *66*
—, Osning 170
—, Palaeogeographie . . *259*
—, Transgression *266*
Neokomeisenerze, Entstehung *259*
Neueingänge der Bücherei 581, *72, 286*
Neuropteris Schlehani . . 398
Netze-Phase 174
Niederschläge *76*
Niederterrasse, Lippetal . *246*
Nordsyrische Tafel . . . *224*
Nordwestfälisch-lippische Schwelle 166
Nucula Hammeri 6, 70
— *Hausmanni* 6
Nummuliten, Unternogg . 249

Oberdevon, Fazies *228, 230 246*
—, Lahn *243*
—, Schlesien 84
Oberflächenkerbe 302
Oberkarbon, Gliederung . *25*
—, Prod. 112, 169, 391, *190, 195*
Oberkoblenz, Rhein. Schiefergeb. *197, 247*
Oberneokom, Fische . . . 351
Oberoligocän, Oberbayern . 260
Obersenon, *Belemnitella* . . *93*
—, Holland 198
—, Osning 170
Odershäuser Kalk *232*
Odontobelus brevirostris . . 83
— *tripartitus crassus* . . 83
Olcostephanus suberinus . 533
Old-Red, Holstein . . . *33*
Oligocän, Fische 352
—, Hessen *202*
—, Island 148
—, Oberbayern . 189, 260, 261
—, Peissenberg 260
Oolithbank, Duslinger . . 445
Opalinumschichten . . 8, 15
Oppelia litocera 530
— *tennilobata* 533
— *Wenzeli* 530
Orthocrinus-Schichten . . *248*
Os, Strausberg *259*
Osningachse 166
Ostjütische Endmoräne . . 179
Ostrakoden, Gault 199

Seite
Ostrauer Schichten, Flora . 399
Ostrea cyathula 274
— *irregularis* 463
— *liassica* 463
— *rastellata* 220
— *sublamellosa* 463
Ostrea als Leitfossil . . . 462
Oszillationstheorie *263*
Otozamites, Peru *196*
Ottweiler Schichten, Flora 400
Oxford, Frankenalb . . . 529
Oxydation der Kohle . . 538
Oxynoticeras oxynotum 471, 529
Oxynotidae, Gattungen . . 470

Paläogeographie, Lias . . 439
—, Neokom *259*
Paläontologischer Abbruch 393
Palaeopitys Milleri *197*
Paläozoikum, Fazies . *199, 226*
—, Osnabrück 166
Palagonit, Island 155
—, La Gomera 569
Paleocän, Fische 350
Palyodon spathula . . . 359
Palygorskit, Donetzbecken 145
Paracaloceras coregonense . 469
Paracoroniceras gmuendense 470
Paradasyceras Uermoesense 468
Paragastrioceras marianum *26*
Paralische Karbonbecken 391, *190*
Paraphylloceras calliphyllum 466, 469
Parapsiloceras polycyclum . 469
Paroxynoticeras salisburgense 471
Partnachschichten, Kalkalpen 240, 241
Pechkohle, Entstehung 260, 289
—, Huminsäuregehalt . . 546
—, Oberbayern 260
—, Petrographie 260
—, Turon *185*
Pechkohlendünnschliffe . . 275
Pecopteris arborescens . . *251*
— *aspera* 398
— *Candolleana* *251*
— *pinnatifida* *251*
— *Pluckeneti* *251*
Pecten articulatus 220
— *asper* 214
— *dentatus* 219
— *granulifer* 215
— *hispidus* 215

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

	Seite
Pecten laevis	215
— *laminosus*	215
— *personatus*	70
— *pumillus*	70
— *spathulatus*	214
— *textorius*	70
Peltoceras Berrense	531
— *bimammatum*	530, 533
— *semiarmatum*	531
— *transversarium*	531
— *Uhligi*	531, 533
Peltolytoceras Giordanii	468
Pentacrinus jurensis	67
— *württembergicus*	7, 67
Penzberger Mulde	185
Pericyclus Kochi	*25*
— *plicatilis*	*25*
— *princeps*	*25*
Pericyclus-Stufe	*25, 198*
Perisphinctes Tiziani	530
Perm, rotes, Norddeutschland	*2, 27*
Permotrias, Posen	*28*
Pflanzen, Devon	*197*
Phase, kimmerische	*258, 253*
—, senone	*258*
Phasen der Vereisung	172
Pholadomya fidicula	72
Pholas sclerotites	*182*
Pholidurus disjectus	359
Phonolith, La Gomera	553, 568
Phosphat im Dogger	13
Phosphatlager, Curaçao	*126*
Phosphoritfazies, Dogger	26, 28
Phylloceras heterophyllum	76
— *Uermoesense*	468
Phylloceratidae, Gattungen	468
Phragmidites nov. gen.	285
Piesbergachse	166
Piesbergschichten	169
Pila bactrensis	278
Pilze, Einfluß auf Kohlebildung	548
— in Kohlen	*204*
Pinna fissae	70
Pläner, Wehlowitzer	349
Planorbis in Pechkohle	272
Planorbis pseudoammonius	*202*
Planorbiformisschichten, Steinheim	*43*
Platyclymenienstufe	*233*
Plicatula opalina	7
Pliocän, Gebirgsbildung	194
—, Holstein	*34*
Pliocän, Island	148
—, Lahntal	*202*
—, Palästina	*216*
Pleuracanthidae, Gattungen	469
Pleuracanthites biforme	469, 527
— *polycyclus*	469
Pleurotomaria contrina	*27*
— *Quenstedti*	6
— *subtilis*	7
Polycoelia profunda	*27*
Polyondontidae, Rückgang	364
Pommersche Phase	179
Porphyrit, Nahe	*159*
Portland, Wesergebirge	*92*
Posensche Phase	176, 178
Posidonia Suessi	70
— *venusta*	*228*
Postclymenia evoluta	*198*
Poststadial, Pommern	*117, 122*
Praecardium duplicatum	93, 94
Präkretazische Tektonik	*269*
Prissucha	134
Proarietites, Lebensdauer	449
— *laqueus*	442, 458
— *liasicus*	442, 469
— *proaries*	459, 469
Produktives Karbon	891, *190, 195*
— —, Donetz	112
— —, Gliederung	*25*
— —, Hörde	*138*
— —, Osnabrück	169
Productus cancrini	*29*
— *cancriniformis*	*29*
— *giganteus*	124
— *horridus*	*30*
Projektion, isometrische	*102, 200, 234*
Prosoponkalk	217
Protocanites geigenensis n. sp.	*25*
— *Lyoni*	*25*
Protocanites-Stufe	*25, 233*
Protocymbites Waehneri	470
Protosphyraena	349
Psephurus gladius	359
Pseudaetomoceras abnormilobatum	469
Pseudosteroceras stellaeforme	470
Pseudomelania leyerbergensis nov. spec.	74
Pseudoschlotheimia densilobata	470
Pseudotropites ultratriasicus	469
Psiloceras, Lebensdauer	449
— *aequabile*	442

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Seite

Psiloceras anisophyllum 475, 476
— *Baltzeri* 448
— *Berchta* 475, 476
— *calliphyllum* 466
— *capraibex* 448, 482
— *crebricinctum* 472
— *diploptychum* . . 475, 476
— *distinctum* . 444, 475, 476
— *engonium* 480
— *Frigga* 475, 476
— *harpoptychum* 444, 475, 476
— *haploptychum* 444, 480, 483
— *hircinum* 444, 481
— *Hollandi* . . 444, 472, 484
— *Johnstoni* 442, 443, 444, 458, 459, 475
— *megastoma* . 447, 459, 473
— *nicarium* 475
— *nürtigense* . . . 444, 484
— *pachydiscus* 472
— *planorbis* 442, 443, 458, 469, 473
— *polyphyllum* 472
— *plicatutum* 476
— *Pompeckji* nov. spec. 444, 484
— *Portlocki* 442
— *pseudoalpinum* 448
— *psilonotum* . . 469, 473
— *subangulare* . 444, 467, 469, 478, 480
— *sublaqueum* 472
— *subliasicum* 472
— *Tilmanni* nov. spec. . . 474
— *Waidelichi* . . . 444, 480
Psiloceratidae, Gattungen . 469
Psilophyllites, Lebensdauer 449
— *Hagenowi* . . 442, 447, 458, 469
Psilonotenfauna 439
Ptychoceras adpressum . . 202
Pycnodonti, Rückgang 348, 365
Pycnodus funkianus . . . 352
Pyrit im Dogger 13
Pyritausscheidungen in Kohle 281
Pyritfazies, Dogger . . 26, 27
Pyrmonter Achse 166

Quartär, Island 148
Quarz-Feldspateutektikum . *157*
Quarzgänge, Mähren . . 227
Quarzhornstein, Frankenjura 212
Quarzit, Frankenjura 212, 221, 235

Seite

Quarzit, Kellerwald- . . . *201*
—, Wollenberg- *243*
Quarzitkonglomerate, Frankenjura 221
Quarzporphyrtuff, Holstein *29*
Quene-Falte *214*
Querbrüche, Oberbayern . 187
Querstörungen, Oberbayern 187, 263
Querverwerfungen, Ruhrbecken *191*

Radstockiceras complicatum 471
Raiblerschichten, Kalkalpen 240, 242
Rahmenfaltung 167
Randgruppe, Flora . . . 392
Rät, Bentheim 455
Rätkalk, Ammergebirge . 243
—, Kalkalpen *67*
Rättransgression 455
Raumbilder *200*
Reichhennersdorfer Schichten, Flora 399
Reinhauser Schichten . . 209
Reinschia australis . . . 278
Reiselsberger Sandstein . 248
Remscheider Schichten . . *247*
Rheinhauptterrasse, Fauna 405
Rheinische Furche . . . *200*
Rhinoceros etruscus . 407, 429
Rhynchonella inconstans . 220
— *plicatilis* 215
Riesenschildkröte, Teneriffa 575
Ringsteadia, Frankenalb . 529
— *pseudo-yo* 530
— *Salfeldi* 531
Rinnen, Bildung *262*
Rinnenseen 262, 285
Rohhumus, Island 159
Rotliegendes, Eruptivgesteine *74, 156*
—, Flora *251*
—, Holstein *29*
—, NW-Deutschland . . . *190*
Rundhöcker, Island . . . 153

Saale-Eiszeit *244*
Sächsische Phase 172
Salz, Fließdruck *74*
Salzabwanderungszonen . 258
Salzbildung, Temperatur . *146*
Salzdecke auf Mutterlaugen *149*
Salzgebirge, deutsches . . *73*

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Seite

Salzgehalt, Einfluß auf Kalkbildung *12*
Salzlager, Tektonik . . . 334
Salzlaugen, Entmischung . *154*
Salzmetamorphose *2*
Salzstöcke, Bildung . . . *264*
Salzstörungszonen, Tektonik 336
Salztektonik . *2, 258, 264*
Sanderflächen, Norddeutschland 174, *284*
Sandforter Achse 168
Sandschiefer, Karbon . . 121
Sandstein, diluvialer . . 149
—, Karbon 113, 144
—, Kreide, Bayern . . . 207
—, Turon *182*
—, Verhalten bei Druck . 317
Sattelflözgruppe, Flora . . 392
Säugetiere, altdiluviale . . 405
Saxoceras, Lebensdauer . 449
— *costatum* . . . 457. 458, 469
— *Schroederi* . . . 457, 458
Saxonische Gebirgsbildung 170, *258, 263, 266*
Scamnoceras, Lebensdauer . 449
— *angulatum* . . . 449, 469
— *angulosum* 449
— *praecursor* 445
— *striatissimum* 486
— *teutoburgense* 445
Schädeldecken, Dorsten . *246*
Schalenbrekzie im Dogger 14
Schalenlagen in Kohle . . 271
Scharnierbruch, Oberbayern 187
Schichten des *Lytoceras torulosum* 1
Schichtflächenkerbe . . . 343
Schichtfugen, Verhalten bei Kerbwirkung 308
Schichtung, Nied. Tauern . *125, 130*
Schiefer, Karbon 121
Schieferung der Kohle . . 269
—, Nied. Tauern . . *125, 130*
Schiefersandstein, Karbon . 115
Schiffelborner Schichten . *243*
Schildkröte, Teneriffa . , 575
Schistoceras diversecostatum 25
— *Hyatti* *25, 26*
Schistoceras-Stufe . . . *25, 26*
Schlagwetter, Geologie . . *195*
Schlechten, Entstehung . 265
Schlotausfüllungen, La Gomera 553, 568, 570

Seite

Schlotheimia, Lebensdauer 449
Schlotheimia angulata 446, 449, 469
— *angulosa* 449
— *Charmassei* 460
— *densilobata* 470
— *depressa* 488
— *d'Orbignyi* 460
— *germanica* . . . 449, 492
— *intermedia* 492
— *marmorea* 466
— *princeps* 469, 490
— *stenorhyncha* 492
— *striatissima* 486
— *sulcata* 470
— *sulcifera* 470
Schmalsättel, Harzvorland *258*
Schmelzwasserrinnen, Norddeutschland . *262, 284*
Scholle von Münster . . . 167
Schreibkreide, Holland . . 198
—, Rügen *239*
Schüttorfer Sattel 205
Schwefelgehalt der Pechkohle 288
Schwelgase aus Pechkohle 288
Schwelle, Arnsberger . . *232*
—, Meggener *232*
—, nordwestfälisch-lippische 166
Schwellenfazies . . *199, 226*
Schwerspat, Bergstraße . 100
Schwundspalten in Kohle . 265
Sedimentation, Jura . . *74, 91*
Sedimentationstypen . . . *200*
Seekreide, Entstehung . . *23*
Seen, Kalkbildung . . . *3*
—, Norddeutschland . . . 179
Selscheider Tonschiefer . *248*
Semionotus 349
Senon, Fische . . . 358, 361
—, Holland 198
—, Osning 170
—, Peru *196*
—, Rügen *96, 239*
—, Tektonik, Oberbayern . 194
Senone Phase *258*
Serpelkalke, Holstein . . *32*
Serpula planorbis 214
— *subtorquata* 200
— *tetragona* 68
Serpulit, Osning 170
—, Wesergebirge *92*
Sickerwasser *76*
Siderit-Sphaerolithe . . . 134

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Seite

Siegener Sattel 246
Siegener Schichten . . . 197
Silur, Fazies 227
, Holstein 34
–, Lahngebiet 243
Siluridae, Rückgang . . 364
Slatterites Slatteri 471
Spaltenfrost, Wirkung . 254
Spannungsenergie 319
Spannungskonzentration . 304
Spannungszustand . . . 301
Spateisenstein im Karbon 129, 134
Spelaearctos spelaeus . . . 421
Sphaerite, Systematik . . 203
Sphaerocodien-Konglomerat 84
Sphaerocodium 85
Sphaerolithe, Karbon . . 134
Sphagnum, Gärungsversuche 542
–, Zellulosegehalt . . . 535
Spirifer tornacensis . . . 201
Verneuili 85
Spirorbis Zimmermanni . . 32
Spirolina aequalis 216
Spondylus aculeiferus . . 220
- *fimbriatus* 215
Sporen in Pechkohle 278, 285
Sprengtechnik 51
Sprünge, Nied. Tauern . . 135
Stachannularia tuberculata 251
Stauungsschollengebirge . 265
Steckenbergscholle . . . 253
Steinkohle, Bildung . 190, 203
–, Entstehung 534
, Gasentwicklung . . . 195
, Karbon 131
, Methoxylgehalt . . . 546
, Oxydation 538
Steinkohlenbecken, karbonische 391
Steinkohlenproduktion, Donetz 135
Steinkohlenvorräte, Donetz 137
Steinsalz, Festigkeit . . . 318
Stephanien, Flora 400
Stereographische Darstellung 102, 200, 234
Stinkstein, Molasse . . . 271
Stirnmoräne, Westfalen . 139
Stöppler Tonschiefer . . . 248
Störungen, Allertal . . . 258
–, miocäne, Osning . . . 170
, Ruhrkarbon 191
Störungslinien, Vogesen . 106
Störungszone, Ehmen . . . 258

Seite

Strontianit in Eruptivgesteinen . . . 563, 567, 571
Streifenkohle, Gasentwicklung 195
–, Peissenberg 270
Strukturkarte, Osnabrück . 166
Subglaziales Tal . . 262, 284
Subrosion 339, 255
Südposensche Phase . . . 173
Sulciferites sulcifera . . . 470
Süßwasserkalk, interglazialer 116
Süßwassermolasse . . . 189
Süßwassermollusken, Interglazial 116
Süßwasserschichten, Hessen 202
Süßwasserseen, Kalkbildung 1, 3
Suttneria platynota . . . 530
Sylvin, Bildungstemperatur 146
Synklinale, Transgressions- 209
Synklinalfazies 227
Syringothyris laminosa . 92
Syrischer Bogen 206

Taeniopteris jejunata . . 251
Tafel, nordsyrische . . 224
Tal, subglaziales . . 262, 284
Talbildung, Alpen . 372, 387, 254, 275
–, Norddeutschland . 262, 284
Talterrassen, Rhein . . . 244
, Ruhr 244
Talvertiefung, Alpen . . 387
Taparuchas 553
Tartarische Stufe 28
Tauriden, Grenze . . . 224
Tektonik, Alpen 185, 239, 535, 66, 130
–, deutsche Trias . . 200
–, Hannover 258, 263
–, Harzvorland 258, 263, 266
–, Island 164
–, Kalkalpen . . 250, 335, 69
–, Nied. Tauern 139
–, Osnabrück 166
–, präkretazische . . . 209
–, Rhein. Schiefergebirge 196, 199, 226, 246
–, Riesengebirge 35
–, Rotliegendes 156
–, Salz- 2
–, Salzstörungszonen . . 336
–, saxonische 1
–, Steinheimer Becken 37
–, Vorgänge 301

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

	Seite
Teleostei, Rückgang	348
Teleostomi, Aussterben	366
Teleutosporen in Kohle	285
Temperatur bei Kalkbildung	*11*
— bei Salzbildung	*146*
Tentakuliten-Schiefer	*249*
Tephrit, Kanarische Inseln	552
Terebratella pectunculoides	220
Terebratula cyclogonia	220
— *insignis*	220
Terrassen, Alpen	378
—, Lippe	*246*
—, marine, Island	149
—, Neckar	405
—, Rhein	405, *244*
—, Ruhr	*244*
Tertiär, Fische	352, 360
—, Frankenjura	212, 221
—, Grazer Bucht	*276*
—, Hessen	*202*
—, Island	148
—, Kanarische Inseln	552
—, Oberbayern	185
—, Osning	170
—, Steinheimer Becken	*43*
Testudo Burchardi nov. sp.	575
— *ephippium*	566
— *elephantopus*	579
— *triserratus*	580
— *Vosmeri*	566
Thecocyathus mactra	6, 22
— *tintinabulum*	44
Thermallinien	109
Thermalquellen, Verbreitung	96
Thursophyton	*197*
Tiefengesteine, Kanarische Inseln	*205*
—, La Gomera	559
Tillit, Island	149, 155
Tithon, Peru	*195*
Tmaegoceras latesulcatum	469
Toneisenstein im Dogger	13
Tonmergel, Dogger, Zusammensetzung	12
Tonschiefer, Karbon	121
Tonstein, diluvialer	149
Torf, interglazialer	*116, 117, 119*
—, Island	149, 159
Torquilla frumentum	*46*
— *schübleri*	*46*
Torulosum-Schichten	1
Torynocrinus rugosus	204
Toteisgebiete	176, 180
Trachydolerit, Kanarische Inseln	552
Trachyt, Kanarische Inseln	552, 568
Trachytbimsstein, Alpen	*272*
Tragolytoceras altecinctum	468
Transformation von Flächen	*266*
Transgression, Cenoman, Alpen	241
—, Neokom	*266*
— des Rät	455
Transgressionsflächen, Transformation	*266*
Transgressionssynklinale	*209*
Treibholz, Turon	*185*
Trias, Alpen	241
—, Sedimentation	*200*
—, Tektonik	*200*
Trippel, Amberger	208, 210
Trochiformisschichten, Steinheim	*43*
Trockentäler, Norddeutschland	*128*
Trogontherium Cuvieri	410, 429
Trogtäler, Alpen	387
Tropites ultratriasicus	469
Tuff, Landeck	*255*
Turiit im Karbon	129
Turritella opalina	74
Turon, Bohrmuscheln	*182*
—, Fischfauna	349
—, Frankenjura	216
—, Osning	170
—, Peru	*196*
Überschiebungen, Nied. Tauern	*131*
—, Osning	166
—, Rhein. Schiefergebirge	*199*
Undatorische Bewegungen, Jura	*74, 91*
Unterdevon, Fazies	*227*
—, Rhein. Schiefergebirge	*196, 246*
Unterkarbon, Fazies	*201, 232*
—, Gliederung	*25*
—, Goniatiten	*198*
—, Kohle	546
Unterricht, geologischer	*238*
Unterton, Karbon	134
Uredosporen in Kohle	285
Urlaugen, Entmischung	*154*
— im Salzgebirge	*73*

Digitized by Google

Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Seite

Urstromtäler, Berlin . . *262*
—, Norddeutschland . . *284*
Ursus Deningeri . . 418, 429
-- *etruscus* 423
-- *spelaeus* 421, 422

Vanthoffit, Bildung . . . *151*
Variszische Gebirgsbildung 169
Veldensteiner Sandstein . 216
Verascheung der Pechkohle 283
Verdunstung *76*
Vergletscherung, Island . 148
Verkieselungen, Frankenjura 206
-- in Kalken *239*
Vermiceras, Lebensdauer . 449
- - *Conybeari* . . . 460, 470
- - *spiratissimum* . . 470, 494
Vermoderung *203*
Vertorfung, Vorgang . . . *204*
Verwerfungen, diluviale, Osning 171
—, miocäne, Osning . . . 171
—, Münstertal *106*
Verwitterung 324
Victoriceras victoris . . . 471
Visser Decke 253
Vindelicisches Gebirge . . 196
Vitrit in Pechkohle . . . 277
Vorgänge, tektonische . . 301
Vorstandswahl *256*
Vorträge, Drucklegung . . *192*
--, Reihenfolge auf Hauptversammlung *193*
Vulkane, Deutschland . . 108
--, Ursache *205*
Vulkanismus, Alpen . 388, *269*

Waehneroceras . . . 446, 449
- - *hircinum* 481
- - *megastoma* 459
Pompeckji nov. spec. . 484
subangulare . 469, 478, 480
— *Waidelichi* 481
Wahlprotokoll *256*
Walchia piniformis . . . *252*
Waldenburger Schichten, Flora 399
Waldmoore 541

Seite

Wärmeverhältnisse des Doggermeeres 36
Wasserdampfexplosionen . *51*
Wasservorrat im Boden . *77*
Wasserwirkung 328
Wealden, Fische 352, 356, 359
, Holland 205
--, Osning 170
—, Peru *195*
Wehlowitzer Pläner . . . 349
Weichselia, Peru *196*
Weißenberger Schichten . 349
Weißer Jura, Norddeutschland *74, 91*
Weißsteiner Schichten, Flora 399
Westfalen, Flora 400
Wettersteinkalk, Kalkalpen 240, 242, *66*
Wiesenkalk, Entstehung . *23*
Windschliff, Wirkung . . 325
Wissenbacher Schichten . *248*
— Schiefer *229*
Wocklumeria Denckmanni . *198*
Wocklumeria-Stufe . . . *198*
Wollenbergquarzit, Alter . *243*
Wunsiedler Marmor . . . *174*
Würfeldiagramm *234*
Wurzelröhren im Löß . . *145*
Wurzelzonen, Rhein. Schiefergeb. *109*

Xipheroceras Dudressieri . 527
- - *planicosta* 527
- - *ziphus* 527

Zechliner Endmoräne . . 176
Zechstein, Holstein . . . *27*
Zechstein, NW-Deutschland *190*
Zechsteinsalze, Tektonik . 334
Zellulose in Braunkohle . 546
—, Gärungsversuche . 542
- in Kohle . . . 535, 538
Zementmergel, Flysch . 248
Zerrungen, Harzvorland . 258, 295
Zerrungsschollengebirge . 295
Zerspaltung, natürliche . 316
Zwischeneiszeit siehe Interglazial.

Digitized by Google
Original from UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google

Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

BOUND
SEP 17 1934
UNIV. OF MICH.
LIBRARY

Digitized by Google
Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN

Digitized by Google
Original from
UNIVERSITY OF MICHIGAN